



TITLE:

河川流況の長期間予測に関する水文学的研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

池淵, 周一

CITATION:

池淵, 周一. 河川流況の長期間予測に関する水文学的研究. 京都大学, 1972, 工学博士

ISSUE DATE:

1972-01-24

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.k1167>

RIGHT:

新 制

工

210 函

河川流況の長期間予測
に関する水文学的研究

昭和46年10月

池 渕 周 一

河川流況の長期間予測 に関する水文学的研究

昭和46年10月

池 渕 周 一

目 次

結 論	1
第 1 編 長期間流出系の物理的・確率的構造に関する研究	5
第 1 章 長期間流出系とそのモデル化の基本	5
1-1 短期間流出と長期間流出	5
1-2 長期間流出系と従来の長期間流出モデル	5
1-3 本研究でのモデル化の基本	8
1-4 流出系の諸特性	9
第 2 章 長期間流出モデル——状態遷移確率法	14
2-1 エントロピーの概念とその発展	14
2-2 流出系の最大エントロピー	14
2-3 流出系の状態遷移図と遷移確率の算出	15
2-4 実流域への適用性と限界性	16
第 3 章 長期間流出モデル——統計的単位図法	19
3-1 Wiener の河波・予測理論とその長期間流出系への適用	19
A Wiener の河波・予測理論	19
B 長期間流出系への適用	20
3-2 流出応答関数としての統計的単位図	21
A 一様分離法による各季節の統計的単位図	22
B 土湿量変化を考慮した降雨期の統計的単位図	22
C 日融雪量を入力とした融雪期の統計的単位図	25
D 統計的単位図の簡易推算法	28
第 4 章 改良された統計的単位図法	32
4-1 各流出成分への降雨の供給量	32
4-2 地下水流出量の推定	34
4-3 表面流出量の分離と中間流出の統計的単位図	35
第 5 章 中間流出の準線形性に対する一考察	38
5-1 中間流出供給量 $R_s(t)$ とピーク時流出率	38
5-2 全流出量予測の一手法	40

第 6 章	由良川流域への適用と考察	42
6-1	由良川流域とその概要	42
A	流域概況	42
B	水文資料	44
6-2	降雨一流出系の状態遷移	46
A	流出状態と降水規模	46
B	遷移確率の算出結果	46
6-3	統計的単位図とその算出結果	51
A	相関係数	51
1)	自己相関係数	51
2)	相互相関係数(または時差相関係数)	53
B	統計的単位図	55
1)	一様分離法による各季節の統計的単位図	55
2)	土湿量変化を考慮した降雨期の統計的単位図	57
3)	流域面積が非常に小さい場合の統計的単位図	59
4)	融雪期の統計的単位図	60
5)	統計的単位図の簡易推算法	63
6-4	改良された統計的単位図法	63
A	地下水流出成分および中間流出成分への降雨の供給量	63
B	地下水流出量の分離	64
C	中間流出の統計的単位図	66
6-5	中間流出の非線形予測	67
6-6	解析方法の比較・検討	69
第 7 章	木津川・桂川流域への適用と考察	72
7-1	流域概要	72
A	木津川・桂川流域の概況	72
B	解析に用いた水文資料	72
C	宇治川流域を解析対象から除いた理由	74
7-2	木津川流域の流出解析結果	74
7-3	桂川流域の流出解析結果	79
第 8 章	結 語	83

第 2 編	降水量の空間的・時間的確率構造とその流況シミュレーションへの適用	85
第 1 章	概 論	85
第 2 章	降水の地域相関分析	88
2-1	地域相関分析	88
2-2	等相関係数線図	89
2-3	観測時間単位と地域相関係数	89
2-4	地形パラメータと地域相関係数	91
第 3 章	基幹観測所相互の空間的確率構造とそのシミュレーション	93
3-1	降水系と無降水系の確率構造	93
A	降水・無降水の 4 状態	93
B	降水・降水系の直線回帰分析	94
C	無降水・降水系の日降水量確率分布	94
3-2	降水の空間的シミュレーションの手順	94
第 4 章	基幹観測所における日降水量の時間的確率構造とそのシミュレーション	97
4-1	従来の降水シミュレーション・モデルとその問題点	97
4-2	2 変量独立過程としての日降水量系列	98
A	モデル化の基本	98
B	仮説の検定法	99
4-3	降水母集団の層別化と分布関数の推定	100
A	度数分布の安定性	100
B	降水母集団の層別化	100
C	分布関数の推定	101
4-4	降水の時間的シミュレーションの手順	101
第 5 章	近畿地方、とくに淀川流域への適用と考察	104
5-1	近畿地方における降水の地域相関分析	104
A	降水資料	104
B	平均降水量の分布	104
C	等相関係数線図	107
D	地域相関係数と地形要素	116
E	観測網配置の基準	116
5-2	淀川流域における降水の地域相関分析	117
A	追加資料	117

B	地域相関係数および直線回帰式の安定性	118
C	基幹観測所の支配圏	118
5-3	京都気象台と大阪・上野・彦根・園部準基幹観測所間の空間的シミュレーション...	122
A	降水・無降水の4状態の割合	122
B	降水・降水系の確率構造	123
C	無降水・降水系の確率構造	124
D	観測標本とシミュレーション結果との比較・検討	124
5-4	京都気象台における日降水量系列のシミュレーション	127
A	降水間隔日数の指数分布性と降水日数のポアソン分布性の検証	127
B	独立性の検定	127
C	度数分布の安定性	128
D	母集団の層別化と分布関数の推定	128
E	観測標本とシミュレーション結果との比較・検討	130
第 6 章	長期間流況シミュレーション法とその適用結果に関する考察	140
6-1	流域平均面積降水量の算定手順	140
6-2	状態遷移確率法による流況シミュレーション	140
6-3	統計的単位図法による流況シミュレーション	141
第 7 章	結 語	144
結 論	145

近年、人口の都市集中による上水道用水の著しい増大、産業・経済の高度発展に伴う工業用水需要の非常な増加、さらには農業形態の変換に伴う用水の需要増などにより、大都市を中心として水不足が大きな社会問題を引き起こすようになってきた。こうした傾向は、わが国のみならずアメリカをはじめとする世界各国でも同様であり、水資源対策についての多くの議論がなされるようになってきた。1965年に端を発する国際水文学10ヶ年計画（IHD）¹⁾、1971年1月ハワイで開かれた日米国際水文学シンポジウム²⁾などはその顕著な例であり、水資源の有効利用・開発が本格的に進められようとしている。

さて、元来、わが国は四面海に囲まれ、天からのもらい水である降水には恵まれていた。そのために水に対する関心は主として洪水に向けられ、その脅威をいかに緩和させるかに人間の努力が払われ、利水上の問題はあまり省みられなかったといえよう。

わが国に年間供給される降水量は約6,000億トンであるが、われわれが利用している水は湖沼も含めて全河川水4,000億トンのうちわずか770億トンにすぎない³⁾。しかもこの水が上流から下流にいたるまで繰り返えし利用されていることを考えると、實際上、利用に供されている水量は上記のそれよりもかなり少ないであろう。他方、水資源として地下水の利用があるが、その水量には限度があり、過剰揚水は地盤沈下などの新たな災害を引き起こしている。また海水の淡水化、人工降雨などの新しい技術の開発も試みられているが、現段階ではコストや効果の面で問題があり、今後の研究にまたねばならない。

このように考えると、現在、さらには将来の水需要の急激な増加と偏在化に対処しようとするとき、新しい水資源の開発技術もさることながら、現在使われずに海に流去している多量の河川表流水の効果的な利用、さらには大規模施設の建設による高度の開発や合理的利用が緊急の問題となってくる。ここに水資源における河川表流水の重要さが痛感されよう。

一般に、利水の立場から河川表流水をながめると、時間的・水量的あるいは水質的なさまざまな捉え方がある。近年における産業のめざましい発展と都市人口の急激な増加は、単に水不足の問題ばかりでなく、工場排水や家庭下水などによる河川の汚濁問題を引き起こすようになり、水不足の問題をいっそう厳しくするようになってきた。とくに都市河川はその傾向が著しく、生活環境をはなはだしく悪化させており、水質保全も水資源開発の大きな課題となっている。しかし、水質に関しては、汚濁源を河川へ排出することを禁止するのが根本であり、行政的解決を要する課題が多く、また技術的には河川水を平滑にかつ豊富に流すことによって汚水は稀釈されるので、水質に関しても水量との関連で把握しなければその解決は困難であろう。また他方、水の需要者においても、利用できる資源を時間的・量的に最大限かつ効果的に使おうとするわけであり、したがって、河川表流水を資源として利用する場合、河川流域内の場所的・時間的な流出形態を量的に決定または予測することが非常に重要であり、それが利水計画の基本情報を提供することはいうまでもない。

さて、河川流域内の場所的・時間的な流出形態を把握・予測する場合、わが国河川のもつ自然的特性を十分に理解しておかなければならない。すなわち、河川表流水の供給源である降水は、地域的にも季節的にも不均一な特性をもっており、梅雨期・台風期および積雪期には莫大な降水量があるが、春期・夏期および初冬には一般に少なくなっている。しかもそれらを集めて流れる河川は、一般に急峻で流路延長は短く、流域も狭小であるため、降水の流出時間は非常に短い。したがって、こうした降水特性および流域特性に支配される河川流量は年間を通じて大きく変動し、きわめて不安定な流況をもたらしている。わが国のこのような河川流況の特殊性は、利水計画における流出形態の把握・予測の基準時間を短くすることを必要とし、少なくとも日単位で把握することが強く要求される。すなわち、利水計画の策定における長期間流況は日単位で把握すべきであろう。

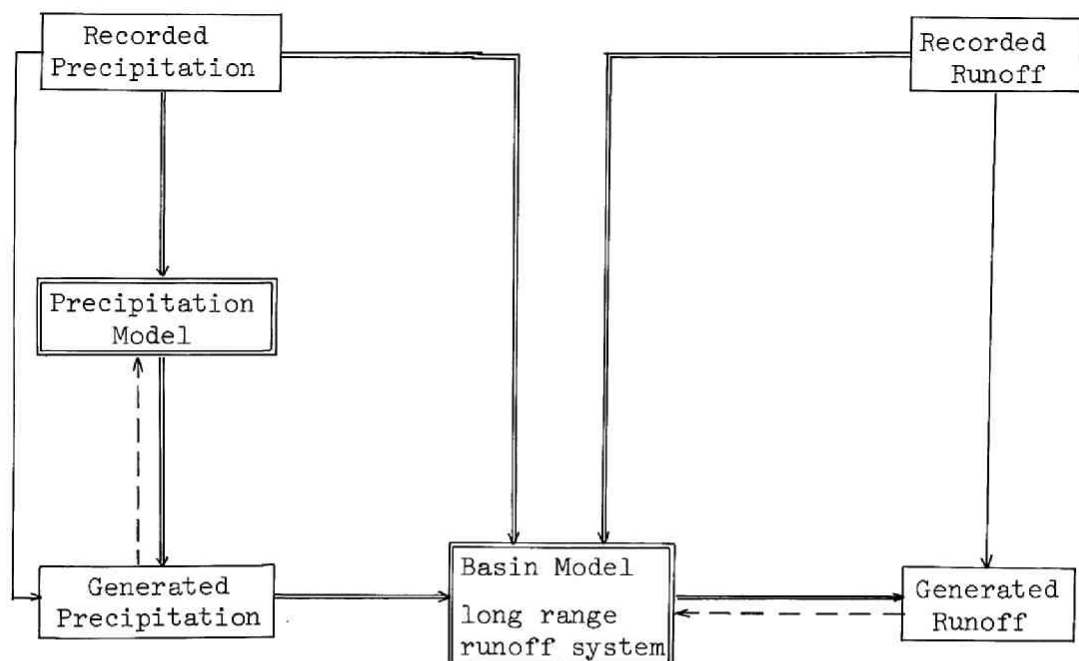
つぎに、流出解析の基本となるのは観測資料である。一般に、流量資料は降水資料に比べると観測期間が短く、その観測精度も悪くなっている。とくに近年、開発が奥地化しているが、山岳上流域では流量資料は皆無の状態である。こうした水文資料の存在状況、さらには流域開発・ダム等の建設による人工的改変は、もはや流量資料のみからの流出形態の把握を困難にするものであり、かつ問題が多いといわねばならない。

長期間の流況把握となると、その対象期間が長いこと、その間の降水は不規則な変化特性をもち、それに対応する流量は多くの出水サイクルから構成され、しかもそこに内在する複雑かつ不確実な運動を考えると、決定論的立場だけではその解析は不十分であって、確率・統計論的な面からのアプローチをも考慮する必要がある。

このような観点を重視すると、長期間流況の把握・予測には、以下の立場から解析を進めるべきである。すなわち、降水資料が長期間にわたって整備されていることに注目し、まず、流量資料の存在する期間において降水と流量との対応関係に、できるだけ流出の水理学的機構を導入し、確率・統計的手段を用いて長期間流出モデルを組み立て、長期間の降水資料とその流出モデルとから欠測流量を補足し拡充する。さらに将来流量の予測にまで拡張するためには、降水の空間的・時間的特性を把握して模擬降水を発生させ、流出モデルとの結合によって将来流況を予測する。すなわち、長期間流況の把握には、まず、長期間流出モデルの組立てが基本であり、さらに将来流況の予測にまで拡張するためには、模擬降水の発生が重要となる。以上の思考プロセスを図示すると図-1のように表現されよう。ここに①は主要な流れを、②は実測値と計算値の比較を、③は比較の結果、モデルを修正、変更する必要がある場合のフィードバックを意味する。

もちろん、こうした思考プロセスを可能にしたものは水文学の発展であり、電子計算機の発展に負うところが大きい。多くの情報を迅速に処理する電子計算機は、多くの水文資料から情報を抽出すると、それに応じた模擬発生を得意とするからである。

こうした思考にたつて従来の研究を概観すると、流出モデルに関しては洪水流出に関する研究が主であり、低水も含めた長期間流出モデルは一般化されていないのが現状であり、また提案されている数少ない長期間流出モデルにおいても、あまりに工学的実用性を重んじてか、流出の物理機構が十分に組み入れられていないようである。一方、長期間流況の供給源である降水の空間的・時間的特性の把握においても、



図ー１ 長期間流況予測におけるモデル化のフローチャート

流出モデルとの結合を前提として組み立てられたものは少ないといわざるをえない。すなわち、日単位での把握そのものが少なく、またある地点の降水特性は把握できても、それを広域的な分布特性にまで発展させ、流出モデルへの入力である流域平均降水量を算定するまでにいたっていない。

本研究はこうした事情をふまえ、利水計画の基盤である入力情報を提供するために、河川流況の長期間予測を水文学的見地から考究したものであり、その内容を簡単に述べると以下のようなものである。

まず、第1編の長期間流出系の物理的・確率的構造に関する研究では、長期間流出現象の支配的な成分が中間流出と地下水流出であると考え、とくにこれら成分の物理的特徴に考慮を払いながら、降水と流量系列の相互関係を確率・統計的に検討する。すなわち、第1章では長期間流出系を明確に定義するとともに、従来からこの分野で提案されている流出モデルをパラメトリック・モデルとストカステック・モデルとに分類し、それぞれの問題点を述べる。ついで著者のモデル化に対する基本的な考え方を述べ、本研究で重要となる流出系の物理特性を概述する。

第2章では、とくに長期間流出系の不確定性に注目し、それを積極的に受け入れる立場から、Shannonの情報理論の概念を長期間流出モデルに適用した。すなわち、Shannonの情報理論という流出系に最大エントロピーが内蔵されていることに注目し、流出状態の遷移を確率的に表現する。

さらに、流況予測の精度をあげるために、第3章では流出系の定常・線形化をはかった後、Wienerの伊波・予測理論を長期間流出系に適用し、系の最適応答関数として統計的単位図を見出す。系の定常・線形化には、一様分離法、土湿量変化を考慮した方法、蒸発散を組み入れた方法を提案するが、第4章でこ

これらの方法の改良法を述べ、さらに第5章で中間流出の非線形的予測を取り入れて全流出量を予測することとを試み、利水計画の入力情報として十分な精度にまで高める。

第6章ではこれらの流出解析法を由良川流域に適用し、その有効性・限界性を考察し、最後に、第7章では水資源計画の切迫している淀川流域に、改良された統計的単位図法および中間流出の非線形予測法を適用し、これらの方法の有効性を実証する。

つぎに、第2編の降水量の空間的・時間的確率構造とその流況予測への適用では、第1編での長期間流出モデルとの結合を考えて、主に日降水量の空間的・時間的構造を、降水の地形との関係に考慮を払いながら確率・統計的に把握する。同時に、その構造に応じて広域的かつ長期間にわたる日降水量のシミュレーション法を確立し、長期間流出モデルと組み合わせて流況予測をはかる。すなわち、第1章の概論では、従来の方法では十分に降水の空間的・時間的確率構造が把握できないことを述べるとともに、多くの既設観測所を主に観測期間の長短および観測精度の良否から、基幹観測所・準基幹観測所および周辺観測所に階級分けをし、それら相互の関係から広域的かつ長期間の降水の確率構造を把握していく著者の基本的立場を述べる。

第2章では、降水資料を補足・拡充するための一方法として、基幹・準基幹観測所と周辺観測所の間での地域相関分析法を提案するとともに、等相関係数線図から降水観測網を統計的に検討する。

第3章では、基幹・準基幹観測所相互での降水の空間的構造を把握して、基幹観測所の日降水量に応じた準基幹観測所の日降水量を推定し、第4章では、基幹観測所の日降水資料にもとづき、その時間的確率構造を把握するとともに、そのシミュレートをおこなう。したがって、第2、3、4章の解析法を結合すると、日降水量が広域的かつ長期間にわたって予測できるはずである。

第5章では、これらのアプローチおよびそのシミュレーション法を近畿地方とくに淀川流域に適用し、その結果について考察する。最後に第6章では全観測所のシミュレート結果から Thiessen 法によって流域平均面積降水量を算定し、それを長期間流出モデルへの入力として長期間流況シミュレーション法を展開する。これらの適用結果を、淀川右支川桂川の納所地点での実測流量と比較し、降水シミュレーション法および長期間流出モデルの妥当性を総合して検討する。

参 考 文 献

- 1) Dean F. Peterson : Scientific Hydrology in the World, Proceedings of the First International Seminar for Hydrology Professors, Vol. 1, 1969.7.
- 2) Proceedings, U. S. - Japan Bi-lateral Seminar in Hydrology, Honolulu, Jan 1971. (近く発売される)
- 3) 矢野勝正 : 水資源開発について,
土木学会昭和38年度講習会テキスト水資源, 昭和38.2.

第1編 長期間流出系の物理的・確率的構造に関する研究

第1章 長期間流出系とそのモデル化の基本

1-1 短期間流出と長期間流出

降水が流域下流端に流量となって現われるまでの水文事象を総括して流出過程という。

流出解析の実際目的は、流出過程に内在する物理的・確率的な内部機構の分析と総合によって、河川流域内の場所的・時間的な流出形態を量的に決定または推定することであるが、従来の流出解析では対象地点の全流出量を直接流出分と間接流出分（あるいは基底流出分）の2つに分けて考えるのが普通である。前者は、山腹表面上を流れて河道に流入する表面流出分と、山腹表土層内を山腹こう配に沿って流出し河道に流入する中間流出分とを合わせたものであり、短期間の急激な流出、たとえば豪雨による洪水または融雪洪水を対象とする。後者は地下水帯内の流れであり、一部は対象地点までの河道に流入するが、一部は対象地点下流の河道に現われるか、あるいは他流域に流れさる、いわゆる地下水流出分が主成分であり、長期間の緩慢な流出、いわゆる低水流出を対象としている。

しかし、こうした分け方は主として洪水流出解析から生じたものであり、流出過程全般を対象とする場合必ずしも適切ではなく、とくに著者の対象とする長期間流出解析では不適切である。なぜなら、Hoytの流出サイクルの概念¹⁾をかりれば、洪水流出の解析は流出の1サイクルを対象とするものであり、主成分は直接流出分であるが、長期間流出の解析は、対象とする期間内の1つ以上のサイクルの物理的特性と統計的性状とを対象とするものであり、その支配的な成分は地下水流出分だけではなく、量的には中間流出分の占める割合も大きい。したがって、長期間流出を対象とする限り、中間流出分と地下水流出分を合わせた流出解析法を組み立て、それに生起回数は少ないが量的規模の大きい表面流出分を加えていく立場で解析を進めていくべきであろう。

1-2 長期間流出系と従来の長期間流出モデル

前述したように、われわれの興味の対象は流域の流出特性の解明であり、ある対象地点の流出量を予測することである。ところで、この流出量はいわばその供給源である降水が流域という一つの全体系を通じて流出してきたものであり、そこにはある順序づけられた意味での部分系の集合がある。

図1-1は長期間流出系に限らないが、とくに多くの流出サイクルを対象とする意味で、長期間流出系の主要な部分系を示したものである^{2),3)}したがって、流出系の特性を統一的にかつ量的に把握するためには、全体系を構成する法則のちがった部分系の分類と選択、ついで各部分系の機構と相互関係を明確にして、全体系の組織的表現をおこなう必要がある。

そこで、以下ではこうした流出系のモデル化を念頭に、従来から提案されている長期間流出モデルを考

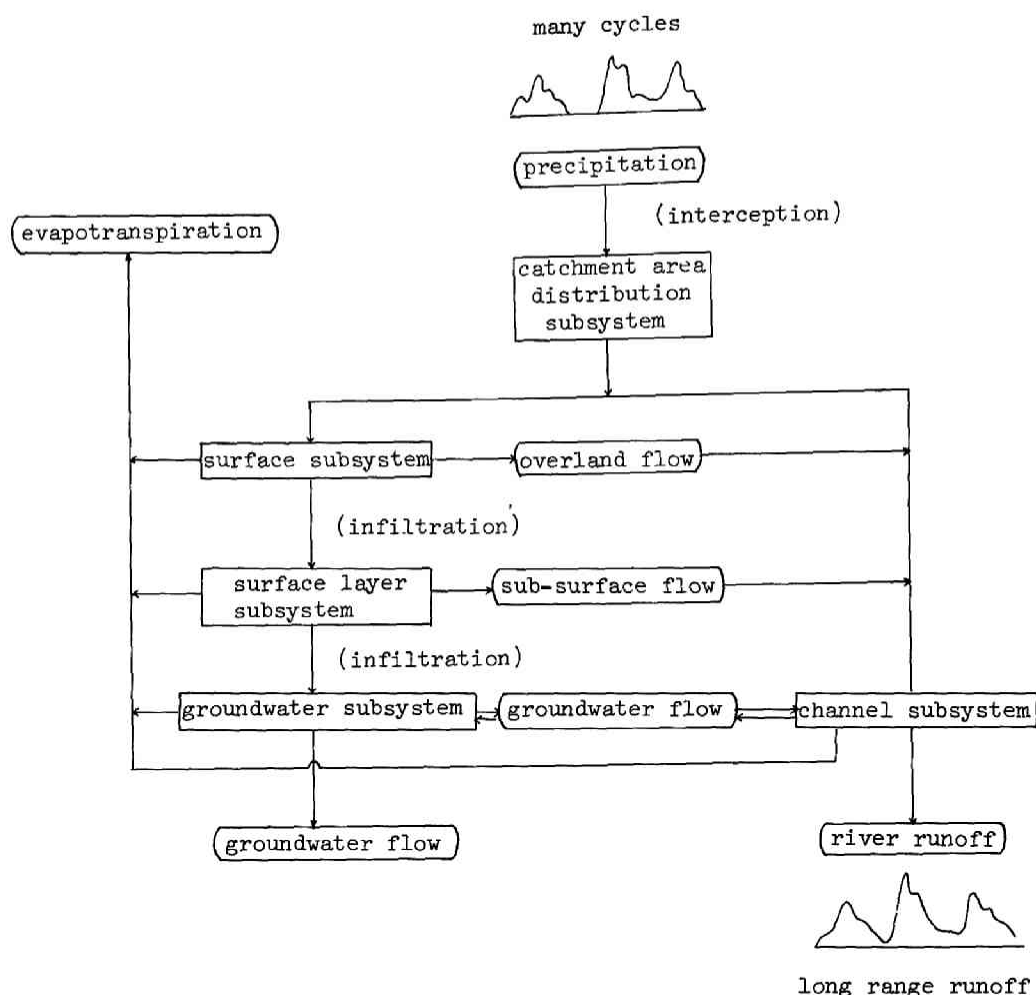


図 1-1 長期間流出系のフローチャート

察してみよう。従来のモデルは大別すると、パラメトリック・モデルとストカスティック・モデルに分けられよう。パラメトリック・モデルはさらに、解析的モデルと概念的モデルに分けることができる。

1) 解析的モデル；これには線形系理論と非線形系理論があり、いずれも全体系を一つの Black-box として扱い、降水量・流出量の入・出力値から、Black-box の応答特性を把握しようとするものである。線形系理論は、流出系を線形、時間不変と仮定し、降水量と流出量とをコンボリューション形式で表現し、未知関数である単位図を求めるものである。単位図が決定論的に定められるものと、確率・統計論的に定められるものがあり、前者が古典的単位図であり、その数学的表現は Fourier 変換、Laplace 変換などを用いて行なわれる。後者の確率・統計論的なモデルは、いわゆる Wiener の伊波・予測理論に立脚したものである。これらはいずれも洪水流出に適用されており⁴⁾、近似的にも線形性が成り立たない洪水流出への直接的な適用には限界があろうし、長期間流出系に適用した日野の研究⁵⁾においても、流出の機構をほと

んど考慮しない降水の非線形変換には、物理的意義からいって疑問が残る。また、実用的な面からいっても、単位図が各年で異なるという結果は、欠測流量を補充する限りではよいが、長期流出の予測という面ではかなり問題がある。

一方、非線形系理論は Wiener の非線形解析理論を用いたもので、系を非線形積分方程式で表現し、非線形核を直交はん関数に展開したものである。Jacody⁶⁾やAmorcho⁷⁾が洪水流出に適用した報告もあるが、実際の流出解析法にもっていくには多くの困難が予想される。最近、日野らは長期間流出系にもこの理論を適用し、興味ある結果をあげつつあるが⁸⁾、著者にはこうしたアプローチが、物理機構を軽視した数学的テクニックに執着しているようにうつるのである。長期間流出系においては、まだまだ線形仮定が重視されるべきではないかと思われる。

2) 概念的モデル； まず、全体系をいくつかの部分系で構成し、その一次的または概括的なモデルを、いくつかの流出パラメータをあらかじめ組み入れてつくる。ついで計算機によって、実際の流量記録と計算結果とがある許容限界内で適合するまで繰り返し計算をおこない、各パラメータの値を決定するという方法である。

この方法の代表的なものに菅原らのタンク・モデル法⁹⁾および Stanford Watershed Model¹⁰⁾がある。前者は流域を直列数段のタンクで表現し、いくつかの横孔と底孔を設ける。底孔からの流出は下段タンクへの供給量を与え、各段の横孔からの流出量を総計したものが長期間流出量となる。実際には流出孔の数、径の大きさおよびそれぞれの孔の高さが河川ごとに变化するので、実測流出量と計算流出量が一致するように各定数を決定しなければならない。後者は R. K. Linsley と N. H. Crawford によって案出されたものであり、日降水量と蒸発散ポテンシャルとを入力データとし、Digital Computer を用いて水収支を計算し、日平均流出量を求める方法である。その後、何回か改良が加えられ、とくに土湿量変化の取扱いに特徴があるが、各部分系は線形系あるいは線形貯水池系が基本となっている。

これらは電子計算機の発展とあいまって、しかも部分系の機構やその相互関係を十分に知る必要がないため、現実的で有力な方法といえるが、本質的な欠点として流出系の物理法則を知ることができないし、またあらかじめ選択するパラメータの意義や数に問題があり、さらに多量の実測資料を必要とする。

3) ストカスティック・モデル； このモデルは 1)、2) と原理的に異なるもので、推計学的立場によるものと、時系列論的立場によるものとがある。降水あるいは流量の確率分布関数を観測標本から定め、希少事象を確率的に評価する前者の方法が主にストカスティック・モデルと考えられがちであるが、長期間流況を念頭におくとき、著者はむしろ後者をストカスティック・モデルとよんでおきたい。

時系列論に立脚した統計的アプローチは、流出量系列から傾向変動・周期変動を除いて定常化し、その残差系列を 1 次あるいは 2 次の自己回帰系列として扱う方法で、Julian¹¹⁾、高瀬¹²⁾など多数の研究がある。こうした統計的モデルは水工計画上、重要であるが、とくに資料の少ない流出量においては、度数の安定性が過去の記録の統計的性状から保障されるかといった問題があり、とくに降水系列と流出量系列とが別個に扱われている点は、流出機構を無視していることを意味し、こうした立場での長期間流出の本質的把握は困難といわざるをえない。

以上、従来の方法について簡単に述べたが、いずれも実際の流出現象を表現する十分な手段とはいえない。

い。ここに、著者が長期間流出系の適切なモデル化につとめようとする動機がある。

1-3 本研究でのモデル化の基本

まず、長期間流出系のモデル化に対する著者の基本的な考え方を述べておこう。

(1) 長期間流出は非常に多くのサイクルを対象としなければならず、1つのサイクル内の流出現象でもきわめて複雑であることを考えると、長期間流出系のモデル化には確率・統計論的な考え方が不可欠である。

(2) しかし、そうした考え方においても、流出系の主要な物理的特徴が組み込まれていなければならない。

(3) ただ、長期間流出モデルの目標とバランスがとれるように、部分系あるいはパラメータの選択の程度をおとしてもやむをえないであろう。

以上の基本的立場のもとで、実際に長期間流出モデルを構成する場合、さらにつぎの考察を加えておこう。

1) 長期間流出モデルの主要な目的は、欠測流量を補充すること、および模擬降水の発生によって将来長期間にわたる流出形態を量的に予測することにあるから、降水系列と流出量系列を別個に扱うのではなく、両者の相互関係を考察することによって、流出系を正確に理解していく。

2) 基準時間とは、降水および流出量系列の単位時間をどのようにとるかという問題であるが、長期間流出系は大出水時を除くとその現象はかなり緩慢であり、日単位で把握しても実用的に十分な精度がある。また、長期間にわたる降水量および流出量資料は、日降水量および日平均流出量として観測・測定されており、実際の流出解析においても好都合である。したがって、長期間流出系を把握する基準時間としては、日単位で十分であろう。

3) 実際の流出系は分布パラメータ系であり、実際の流出解析においては何らかの基準で集中パラメータ系におきなおす、いわゆる lumping が必要である。日単位での現象把握となると、降水の地域的分布の一様性は暴雨時に比べると相当広くなり、また降水と流出量の対応関係も相当広い面積にわたって顕著な変動をきたさない。したがって、長期間流出系においては、降水や流域のパラメータが相当広い面積にわたって変化せず、Black-box 的取扱いをしてもその実用性は十分にある。

4) また、実際の流出系は非線形系であり、とくに洪水流出はその性格が顕著である。しかし、長期間流出を対象とするかぎり、その支配的な成分は中間流出および地下水流出であり、これらの成分では近似的に線形性が成り立つ。

5) どんな流出モデルによっても、現象のすべてを忠実に表現することはできず、不確定さが残る。とくに地点雨量から面積雨量への変換は不確定さの主要因であり、流出現象が降水・地形・地質・植被などの地域的・時間的分布の影響を受けるかぎり、不確定要因は非常に多い。モデル化においては、決定論的に定めうる部分の多いことを要求するが、こうした不確定性の必然性も十分認識しておかなければならない。

6) 現象の絶対的精度が理想ではあるが、現段階では工学的に満足しうる精度内で、その精度に応じた

実用的な普遍的解析法を決定することも必要である。単純化の程度がすぎても、あまりに多くのパラメータを入れて現実性を失なってもいけない。

7) モデルの評価基準は、従来の流出解析法においては明確に設定されていないが、長期間流出モデルにおいては、対象とする期間の全波形の予測に重点をおいた評価基準が必要であろう。そのためには、モデルによる予測流量と実測流量との差の総和の関数が最小になるように、モデルが組み立てられねばならない。

以上、著者が実際に長期間流出モデルを組み立てる際に考慮した事項を指摘した。繰り返すが、著者は長期間流出系のモデル化に確率・統計的手段を用いるが、それはあくまでも手段であって、その基本は流出系の主要な物理的特徴が十分に組み込まれたうえで、はじめて統計的手法が導入されるべきであることを強調するものである。

1-4 流出系の諸特性

本節では、モデル化の基本である流出系の諸特性、とくに本研究で重要な物理的特徴を総括して述べておく。図1-1の流出系の部分系に順じるとつぎのようである。

1) 降水； 降水は大気中の水蒸気が凝結して降下したものであり、河川流量の重要な供給源である。梅雨・台風などの降雨と冬期の降雪とを含めて、一般に降水と呼んでいる。流出解析においては、通常、各雨量観測所の地点雨量から流域平均面積雨量を算定するが、その方法には算術平均法・等雨量線法・Thiessen 法などがある¹³⁾。この地点雨量から面積雨量への変換は、前項5)でも述べたように流出解析上、大きな不確定要因となりうる。

2) 降雨遮断； 降雨は地表に達するまでに樹葉によって遮断される。この降雨遮断量の推定は、普通は現地での林内雨量と林外雨量の観測比較によって行なわれるが、多数の試験地での観測結果¹⁴⁾をみても、その量は降雨強度と期間および樹種・樹令などによって変動が大きく、ましてやある面積をもった流域の降雨遮断量を推定することはほとんど不可能である。実際の流出解析では、凹地貯留量および土壌保湿度とともに流出とはならない雨量成分、いわゆる初期損失量として扱われるのが普通である。

3) 蒸発散； 蒸発とは、水が水面あるいは土壌表面から水蒸気となって空中に放出される現象であり、蒸散とは土中の水分が植物に吸収され葉面から空中に放出される現象をいう。流出現象を対象とする場合には、この2つを合わせて蒸発散とよんで取り扱うのが普通である。

長期間流出を対象とする場合、蒸発散量そのものが重要であり、その機構に関する理論的研究も数多く提案されており、とくに気象因子から月単位の蒸発散量（蒸発散量の最大値）を推定する実用的な方法としての Thornthwaite 式¹⁵⁾が有名である。

しかし、実際の蒸発散量は気象条件の他に、流域の土湿条件あるいは地質・地被条件などによって左右されるので、単純な仮定から導かれた理論的研究の実際流域への適用はなかなか困難である。一方、蒸発皿蒸発量を測定し、それと気象因子、たとえば気温・日照時間などとの相関を調べる研究も多くあるが¹⁶⁾、蒸発皿蒸発量が流域の蒸発散量推定の指標になるまでにはいたっていない。

4) 浸透； 浸透現象とは、地表に降った雨が地表下に流入する現象をいい、その単位時間当りの浸入

量を浸透度、その最大値を浸透能という。Horton は浸透能の水循環における重要性を指摘し、Neal の実験資料を用いて、つぎの浸透能方程式を提案した。¹⁷⁾

$$f = f_0 + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad (1-1)$$

ここに、 f_0 および f_c は降雨初期および最終の浸透能、 k は減衰係数である。この関係は実際の流出解析の面でも広く用いられるようになったが、わが国においても石原らが洪水流出解析の立場からこの関係を取りあげ、由良川流域への適用結果から、最終浸透能が一流域においては一定値であることを見出している。¹⁸⁾

本来、浸透能方程式は裸地面からの浸透能を対象とするものであるから、つぎに述べるように A 層をもつ流域では、A 層下面から下方への浸透について成り立つものと考えなくてはならない。

5) 中間流出； 降水から流量への流出現象において、その主要な機構は表面流出・中間流出および地下水流出の3つであり、これら機構の性質と機構間の関係を明らかにすることによってはじめて流出機構が解明される。

さて、表層土壌の構造は流域によって異なるし、また同じ流域でも場所的に不均一であるのが普通である。しかし、流出現象との関連において考えると、表層土壌の特性としてとりあげる物理量は限られてくるし、またその流域内の分布も流出解析という実際の立場からは林草地・裸地および火山灰地に大別してよい。この林草地には、一般に団粒構造をした数 cm ないし数 10 cm の樹草の腐敗した表層があり、その間隙率および有効空隙率がかなり大きいので、水は重力水となって流れやすい。この表層の下部には、上方からの溶脱物質や浸透水とともに沈降した土の微粒子が沈着して、ある程度緻密になっている漸移帯がある。上方からの浸透水はこの漸移帯に停滞し、その下層土壌の透水性の低さとあいまって、表層土壌には浸透水が保留され、やがて重力水となって山腹表層に沿っての側方浸透流が発生することになる。これが中間流出である。Dreibelbis¹⁹⁾はこうした表層を活性層 (Zone of major hydrologic activity) と呼んでいるが、高棹はこの表層被覆層を A 層と呼び、中間流出の主たる生起場としている。²⁰⁾

上に述べたような土壌構造をもたない裸地では、一般に表層付近で表面に沿っての側方流出が生じにくいから、中間流出成分はごくわずかである。一般の山地流域でも、林道や透水性の低い一時的な水みち・踏地・岩石露出部分などのように、降雨発生後ただちに表面流出を生じる地域もあるが、これらは流域全面積から見るとごく小さいのが普通である。また、火山地帯には地表にかなり多孔質の火山層があるから、こうした地帯にも中間流出が生じるが、下層の浸透能が著しく大きいために、森林地帯に比すれば一般に中間流出は微弱である。

本研究では、主に山地流域を代表すると考えられる表層被覆流域を対象としているので、とくに中間流出は重要であり、さらに考察を進める。

中間流出には、A 層にいったん保留された雨水が水みちへ浸出し、それが水みちを流下するものと、A 層内を流れて直接河谷や河道に流入するものの2つがある。前者は水みち流下の際に非線形効果をうけ、後者は A 層内の流れが Darcy 則にしたがうところから線形であって、両者の性質は異なる。通常の森林山地では、中間流出は線形と考えてよいようであるが、一般には、水みち生起場の存在は無視できないから、

中間流出は準線形というべきであろう。²¹⁾

つぎに、A層の特性値であり、本研究での解析に基本的な役割をはたすA層厚Dと有効空隙率 τ の積 τD 、および中間流出の最大強度 r_a を、中間流出期の流量 Q の減部特性から算定しておこう。

高棹は中間流出の Q の減係数 α と τD および r_a との間に、次式の関係を理論的に導いている。

$$\alpha = r_a / \tau D \quad (1-2)$$

さらに中間流出が終り、地下水流出が卓越しはじめる時刻 t_2 でA層内の貯留量が0となり、表面流出が終る時刻 t_1 でハイドログラフ上で折曲点が見られるので、この時刻でA層は近似的に飽和されていると仮定することによって、 τD が近似的に

$$\tau D \doteq \{ e^{\alpha(t_2 - t_1)} - 1 \} f_c / \alpha \quad (1-3)$$

となることも導いている。²²⁾したがって、最終浸透能 f_c と大出水時の Q の減記録があれば、 t_2 、 t_1 はもちろん、中間流出の Q の減係数 α も容易に算定できるので、 τD の値が求まり、(1-2)の関係から、 r_a が

$$r_a = \alpha \cdot \tau D \quad (1-4)$$

として求められる。

以上の関係を利用すれば、実際の流量 Q の減記録からA層特性値が推定できることになる。

6) 表面流出： A層内への降雨供給がある限度以上になると、A層のある部分は飽和され、A層表面に地表面流が発生するが、これが表面流出である。その生起はA層内の中間流水深がA層厚Dを越えるときであり、具体的には初期損失分に補給された後の有効雨量が τD を越えるとき表面流出が生じる。表面流出の機構については、高棹らが時間的に変化する横流入(降水にあたる)のある場合についての不定流に関する特性曲線法にもとづき、詳細な理論的研究をおこなっている²³⁾が、明らかに表面流出は非線形であり、アメリカの小流域河川でも、その特性が実証されている。²⁴⁾

7) 地下水流出： 降雨のうち(1-1)式で与えられる浸透能は、A層下面から下層へ浸透して地下水面に達する。地下水面に達した後の水の運動は、一般に飽和浸透でDarcy則に従うものと考えられるので線形系である。その運動はきわめて緩慢であって、長期間にわたる貯留効果をうけたのちに河道へと流出するので、河水の長期的涵養源は地下水流出成分である。したがって、長期間流出を対象とする場合には、地下水流出機構の理解が重要であり、理論的研究もおこなわれている。²⁵⁾そのほかに地下水流出の2, 3の特性を述べるとつぎのようである。

i) 地下水と河水の相互関係には effluent 状態(地下水帯→河道)と influent 状態(河道→地下水帯)の2つがあるが、河川上流部では通常 effluent 状態であり、中・下流部では両状態があつて、とくに influent 状態の河川(たとえば天井川)では利水面で不利であり、また渇水災害を生じる。

ii) 地下水流出の Q の減は指数関数的であるというのが通説であるが、 Q の減特性には Storm type のものと Seasonal type (大陸河川では Perennial type もある)の両者がある。²⁶⁾

8) 河道流； 中間流出・表面流出および地下水流出の各成分が河道に流入して河道流となる。また、河道内降水も河道流を構成するが、その量は小さい。河道流を等流と仮定し、上流からの流入と山腹斜面からの横流入をうけた非線形系として解析が進められているが、河道の貯留効果は表現されていないようである。²⁷⁾

9) 対象地点流量； 河川の流量とは、ある対象地点の横断面を単位時間に通過する水の体積をいい、普通 m^3/sec で表わす。河川の流量は器械観測・うき観測などによって流速を知り、流水断面積を乗じて求められるが、時々刻々の流量をたえずこの方法で測定することは不可能である。通常は、その断面における水位と流量の間に一定の関係を見出し、この関係を用いて水位観測の結果を流量に変換する。この関係が水位流量曲線であり、2次曲線のあてはめをおこなうのが普通である。

なお、以後の文章において流出量と表現された部分は、ある期間内の流量の総和あるいは平均値を意味していることを留意されたい。

以上、各部分系の諸特性を述べたが、以下ではこれらの物理的特徴に考慮を払いながら、しかも1-3での基本的立場にたって、長期間流出モデルを組み立てていこう。

参 考 文 献

- 1) W. G. Hoyt : An Outline of the Runoff Cycle, Penn. State Coll. Sch. Eng. Tech. Bull. 27, 1942.
- 2) 高棹琢馬：流出機構，土木学会水理委員会，水工学シリーズ67-03，1967. 7.
- 3) N. H. Crawford and R. K. Linsley : A Conceptual Model of the Hydrological Cycle, No. 63 of the I. A. S. H. Symposium Surface Waters. PP. 573~583.
- 4) P. S. Eagleson : Optimum Discrete Linear Hydrologic Systems with Multiple Inputs, M. I. T., Hydrodynamic Laboratory, No. 80. August, 1965.
- 5) M. Hino : Introduction to the Information Theories on Hydrology, Part I, II, III Tec. Report Nos. 4 and 6, Dept. of Civil Eng., Tokyo Institute of Technology, 1968.
- 6) S. L. S. Jacoby : A Mathematical Model for Nonlinear Hydrologic Systems, J. Geophys. Res., Vol. 71, No. 20. 1966.
- 7) J. Amorochio : Deterministic Nonlinear Hydrologic Models, Proceedings of the First International Seminar for Hydrology Professors, vol. 1, 1967. 7.
- 8) 鋤柄 徹，日野幹雄，吉川秀夫：非線形流出系における流出核の計算，第25回年次学術講演会講演集，Ⅱ-57，昭45.11.
- 9) 菅原正己，丸山文行：雨量から流量を予知する方法について，水文諸量の予知に関する研究論文集，昭36.

- 10) N. H. Crawford and R. K. Linsley: The Synthesis of Continuous Stream flow Hydrographs on a Digital Computer, Dept. of Civil Eng., Stanford Univ., 1962.
- 11) P. R. Julian: A Study of the Statistical Predictability of Stream-Runoff in the Upper Colorado River Basin, Colorado. Univ., 1961.
- 12) 高瀬信忠: 時系列論から見たわが国水文諸量の性格について, 土木学会論文集, 第43号, 昭32.2.
- 13) たとえば, 水理公式集, 土木学会, 昭和38年増補改訂版, 昭38.8. PP. 21~23.
- 14) 農林省林業試験場: 森林理水試験地報告, 昭36.
- 15) C. W. Thornthwaite and Others: Report of the Committee on Transpiration and Evaporation, Trans. Am. Geophys. Union, vol. 25, 1945.
- 16) V. T. Chow: Handbook of Applied Hydrology, McGRAW-Hill, Section 11, 1964.
- 17) R. E. Horton: Analysis of Runoff-Plat Experiments with Varying Infiltration- Capacity, Trans. Am. Geophys. Unions, vol. 20, 1939.
- 18) 石原藤次郎, 田中要三, 金丸昭治: わが国における単位図の特性について, 土木学会誌, 第41巻, 第3号, 昭31.
- 19) F. R. Dreibelbis: Some Aspects of Watershed Hydrology as Determined from Soil Moisture Data, Journal of Geophys, Vol. 67, 1962.
- 20) 石原藤次郎, 高棹琢馬: 中間流出現象とそれが流出過程に及ぼす影響について, 土木学会論文集, 第79号, 昭37.3.
- 21) 前出 2)
- 22) 石原藤次郎, 石原安雄, 高棹琢馬, 頼 千元: 由良川の出水特性に関する研究, 京都大学防災研究所年報創出10年記念号, 昭37.3.
- 23) 石原藤次郎, 高棹琢馬: 単位図法とその適用に関する基礎的研究, 土木学会論文集, 第60号, 別冊(3-3), 昭34.
- 24) N. E. Minshell: Predicting Storm Runoff on Small Experimental Watersheds, Trans. ASCE, Vol. 127, Pt. 1, 1962.
- 25) 高木不折: 低水流出の低減特性に関する研究, 土木学会論文集, 第128号, 昭41.
- 26) H. Troxell: The Influence of Ground Water Storage on the Runoff, Trans. AGU., Vol. 34. No. 4. 1953.
- 27) 前出 23)

第 2 章 長期間流出モデル—状態遷移確率法

本章で述べる流出系の状態遷移は、前章で考察したモデルの分類にしたがえば、ストカスティック・モデルに属するが、単に実測の流出量資料のみから遷移確率を算出して流況予測をはかるのではなく、降水と流出量の対応関係に現象の不確定性を積極的にとり入れてモデル化したものである。すなわち、流出という一つの自然現象に内蔵される物理的法則、エントロピー増大の法則にもとづき、最大エントロピーを前提として流出系の状態遷移を確率論的に把握し、流出量時系列の予測をはかろうとしたものである。

2-1 エントロピーの概念とその発展

エントロピーという術語は 19 世紀の中頃に生まれ、ドイツの Clusius がはじめて物理学に導入して以来、熱力学において確固たる位置を占めてきた。その後、オーストリアの物理学者 Boltzmann はこのエントロピーの性質と物体の微視的状态との関係を明らかにし、エントロピーは気体を平衡状態に導くミクロの過程が生じるときに増大すると述べている。エントロピーの増大とともに物体はもっと平衡な状態になろうとするが、一方ではエントロピーの増加は使えるエネルギーの減少を意味するわけであり、これが物理学に与えた彼の基本的な思想である。

統計力学においてもエントロピーという概念が使われるが、そこではエントロピーの増加を秩序の減少として、またはもしいいなければわれわれの知識の減少として解釈される。この統計力学のエントロピーとつぎの情報理論のエントロピーとは、ともに不確かさと関係づけて、同様な数学的形式で表わすことができるが、両者は独自に発展したものである。

Shannon は Boltzmann の思想に立ち帰り、文章における文字配列の基礎に気体分子の運動と共通した法則があると考え、ここに情報量としてのエントロピーを提案した。すなわち、情報源からどんな文章が発せられるかについてのわれわれの知識が多いほど、不確かさは少なくなり、エントロピーも減り、情報の量も減るのである。この情報量としてのエントロピーは、文章における情報伝達の合理的設計にとどまらず、今日、自然現象・社会現象の確率的構造解明の手段として用いられるようになってきたが、¹⁾²⁾³⁾ いずれも現象の不確定性を積極的に利用したものである。

以上がエントロピーの概念とその発展に関するあらましであるが、流出現象、とくに長期間流出現象が不確定性に富んでいることを思えば、こうした概念は長期間流出現象にも適用できるわけであり、以下、流出現象をエントロピー的に解釈しよう。

2-2 流出系の最大エントロピー

降水はその総量・継続時間・強度などのほかに時間的・空間的な分布が異なり、それを受ける流域は地形・地質・植生など非常に複雑な空間的分布をしている。したがって、流出系、とくに長期間流出系には非常に多くの因子が時間的にも空間的にも複雑に作用し、その結果、系はきわめて不確実となっている。このことは、確率論的にはつぎのことを意味している。すなわち、いま流量に影響を及ぼす因子を x_1 ,

x_2, \dots, x_n とし、流量 x を

$$x = x_1 \cdot x_2 \cdots x_n \quad (2-1)$$

で表現する。両辺の対数をとると、

$$\log x = \log x_1 + \log x_2 + \cdots + \log x_n \quad (2-2)$$

となり、各因子が互いに独立であれば、 n が大きくなるにつれて中心極限定理から $\log x$ は正規分布に近づく。⁴⁾ これは高確率群に属する日流出量や月流出量が一般に対数正規分布をすることを裏付けるものである。

一方、この分布特性は、Shannon の情報理論という標準偏差が指定された場合の最大エントロピーをもつ確率分布に相当する。⁵⁾

したがって、長期間流出系の不確実性から流出現象がエントロピー的に解釈でき、かつまた流出系内部の確率的構造解明に Shannon の定義した意味でのエントロピー最大仮説がおきうることが理解されよう。もちろん、こうした特性が基準時間・基準面積が大きいほど顕著であることは、不確実さの増加から当然であろう。

2-3 流出系の状態遷移図と遷移確率の算出

長期間流出系に最大エントロピー仮説が成り立つと考えたが、つぎに流出系エントロピーの数量的表現を示そう。

長期間流出系は、流出量系列の時系列論的解析の立場からは一般に多重マルコフ過程とみなされているが、流出系の状態遷移に注目するならば、系遷移は単純マルコフ過程とみなしうる。いま、流出系がとりうる状態を E_1, E_2, \dots, E_n とし、 E_i の状態に降雨 R_k が作用すると、系は他の状態 E_j に移り、流量情報源から流量 Q_{ij} が生起するという状態遷移を想定することができる。すなわち、この場合の状態遷移図が図 2-1 のように描かれる。ここに、 $P_i(j)$ は状態 E_i から E_j への遷移確率、 P_i は状態 E_i にある確率、矢印は状態遷移の方向を示す。

さて降雨 R_k の場合、 E_i から E_j へ到達する時間を t_{ij} で表わすと、流出系の平均到達時間 L は次式で与えられる。

$$L = \sum_i \{ P_i \sum_j (P_i(j) t_{ij}) \} \quad (2-3)$$

また、この系において、 E_i にあることが知られている場合に、 E_j に移ったときに生ずる情報量は情報理論から、

$$-\log P_i(j) \quad (2-4)$$

となる。したがって、この系全体のもつ情報量 H は

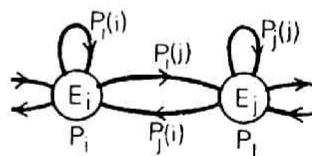


図 2-1 流出系の状態遷移図

$$H = - \sum_i \{ P_i \sum_j (P_i(j) \cdot \log P_i(j)) \} \quad (2-5)$$

となり、単位時間あたりに系のもつ情報量、すなわちエントロピーは

$$R = - \sum_i \{ P_i \sum_j (P_i(j) \cdot \log P_i(j)) \} / \sum_i \{ P_i \sum_j (P_i(j) \cdot t_{ij}) \} \quad (2-6)$$

で与えられる。これが各降水規模に対して流出系がもつエントロピーの数量的表現である。^{6), 7)}

つぎに、このエントロピーを用いて、遷移確率 $P_i(j)$ を算出する方法を説明しよう。

前述したように流出系には最大エントロピーの仮説をおいたから、(2-6)式の流出系エントロピーを最大にすることによって $P_i(j)$ が算出できる。それには、

$$\left. \begin{aligned} \sum_i P_i &= 1 \\ \sum_j P_i(j) &= 1 \\ \sum_i P_i \cdot P_i(j) &= P_j \end{aligned} \right\} \quad (2-7)$$

なる条件のもとに、(2-6)式を $P_i(j)$ について最大にすればよい。そこで、Lagrange の未定係数法を使って求めると、結局 $P_i(j)$ は、

$$P_i(j) = (B_j / B_i) \times W^{-t_{ij}} \quad (2-8)$$

で与えられる。⁸⁾ここに、 B_i は連立方程式

$$\sum_i B_i (W^{-t_{ij}} - \delta_{ij}) = 0 \quad (2-9)$$

の解であり、また W は

$$| W^{-t_{ij}} - \delta_{ij} | = 0 \quad (2-10)$$

なる方程式の最大正実根である。ただし、 δ_{ij} は Kronecker-Delta である。したがって、(2-10)から W の最大正実根を求め、(2-9)式に代入して B_i が求まると、 $P_i(j)$ は(2-8)式によって求められる。

こうした方法によって遷移確率 $P_i(j)$ が決定されると、流出系の状態遷移が遷移確率によって記述されたことになり、降水規模が与えられると、この遷移確率に応じて流出量系列が予測される。

2-4 実流域への適用性と限界性

以上、流出系の状態遷移について述べたが、この理論は流出系内部の確率的構造に立ちいっていると同時に、実用的な面でも系の状態遷移に注目することによって、この過程を単純マルコフ過程とみなすことができ、従来の時系列論的解析における問題点、たとえば系列のマルコフ性あるいは頻度の安定性が過去の記録から保障されるかどうかといった問題解決の糸口になろう。ただ、この理論を実流域へ適用する場

合には、解析上、以下の問題点に注意すべきである。

1) 流出状態の定義； 流出系は一般に表面流出状態・中間流出状態・地下水流出状態の3つをとらう。しかし、日単位での長期間流出を対象とする場合には、表面流出状態はほとんど生起せず、低確率群に属すると考えられるから、以下の考察では取り扱わずによう。問題は中間流出および地下水流出状態を何でもって評価するかである。著者はその一つの尺度として実測の流出量規模を考えた。なぜなら、流域の貯留状態が流出状態を表示しているが、実測の流出量規模はその貯留状態を具現していると考えられるからである。

2) 状態の分割数； つぎに問題になるのは、流出量規模の階級分けである。状態が中間流出および地下水流出の2状態だけでは、2者択一的な判別予測にすぎない。流況予測の立場からは、階級分けをできるだけ多くして予測精度を高める必要があろう。しかし、このことは同時に状態数が増加することを意味し、計算時間が長くなるとともに、特性値 t_{ij} の値がすべての i, j について実測ハイドログラフから決定できるかどうか問題となる。このことは入力である降水規模の分割についても同様にいえる。

したがって、流出量規模および降水規模の階級分けは、現象面(t_{ij} が j によって異なる値をとるように)、実用面(i, j ができるだけ多くなるように)両者を勘案して定めなければならない。

3) 遷移確率の定常性； 理論展開は遷移確率の定常性を仮定している。したがって、ダム操作および流域開発など人工的介入のある流域には、この理論の適用は困難であろう。また、一年を通じて近似的に定常となるよう、少なくとも降雨期および融雪期というように、流出機構の違いを考えて層別化する必要があろう。

近年における水資源計画は、その入力情報の精度をどんどん高めることを要求している。こうした流況予測の精度問題からいえば、この理論の実用性は若干減少するが、従来のようにただ実測の流出量記録から時系列解析をしたり遷移確率を求めて、流況予測をはかる多くの研究に比べると、エントロピー最大仮説に立脚して流出系内部の確率的構造を把握した本研究の価値は十分あるものと確信する。

参 考 文 献

- 1) L. B. Leopold and W. B. Langbein: The Concept of Entropy in Landscape Evolution, Theoretical Papers in the Hydrologic and Geomorphic Sciences.
- 2) 佐佐木 綱: 遷移確率法によるOD交通量の推定, 道路, №302, 昭41.4
- 3) 天野光三, 青山吉隆, 藤田昌久: 都市人口分布形態に関する情報理論的研究, 土木学会論文集, 第142号, 昭42.6.
- 4) 高棹琢馬, 池淵周一: 長期間流出機構の情報理論的研究, 京都大学防災研究所年報, 第12号B, 昭44.3.
- 5) 大泉充郎, 本多波雄, 野口正一: 情報理論, 現代電気工学講座, オーム社, 昭37.12, pp.79~80
- 6) 石原藤次郎, 高棹琢馬, 池淵周一: 流出系の状態遷移に関する研究, 昭43年度土木学会関西支部年次学術講演会, Ⅱ-32, 昭43.5.

- 7) 石原藤次郎, 高棹琢馬, 池淵周一: 長期間流出系の確率・統計的構造について, 土木学会第23回年次学術講演会講演概要, II-61, 昭43.10.
- 8) 前出5) pp. 32 ~ 41.

第 3 章 長期間流出モデル—統計的単位図法

本章で提案する統計的単位図法は、Wiener の河波・予測理論に立脚した長期間流出モデルであり、そのモデル化は Black-box 的であるが、単なる入、出力値の相関解析ではなく、流出機構の水理学的側面を重視したパラメトリック・モデルである。すなわち、相関解析により降水・流出量系列の統計的性状を把握し、流出現象の物理機構を考慮して系の定常・線形化をはかった後、流出系の最適応答関数（統計的単位図）を求め、降雨期と融雪期の統計的単位図、および統計的単位図の簡易推算法を提案する。

3-1 Wienerの河波・予測理論とその長期間流出系への適用

A. Wiener の河波・予測理論

この理論は、ある与えられた統計的基準のもとで、雑音に埋れた信号をできるだけ正確に推定しようとするものである。とくに、この理論で注意すべきことは、入力信号が統計的に定常であり、変換系が物理的に定常・線形であるという前提にたっている点である。

いま、系が定常・線形であるとする、任意の入力に対する系の応答、すなわち出力は単位インパルス応答関数を用いて簡単に表現することができる。すなわち、時刻 t の入力を $f(t)$ 、出力を $q(t)$ とすると、単位インパルス応答関数 $h(\tau)$ を用いて、

$$q(t) = \int_{-\infty}^t f(\tau) \cdot h(t-\tau) d\tau \quad (3-1)$$

で表現される。

ところで、現実には雑音があるために、出力 $q(t)$ をわれわれが望む理想的な出力 $q^*(t)$ に完全に一致させることはできない。しかし、何らかの基準を用いると、 $q(t)$ と $q^*(t)$ の差をもっとも小さくさせる線形系の単位インパルス応答、すなわち最適応答関数 $h(\tau)$ を求めることができる。Wiener は、

$$\varepsilon(t) = q(t) - q^*(t) \quad (3-2)$$

の平均 2 乗誤差

$$\overline{\varepsilon^2(t)} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} [q(t) - q^*(t)]^2 dt \quad (3-3)$$

を最適化の基準として採用し、この平均 2 乗誤差の最小化には、Euler-Lagrange の変分法を利用して、つぎの Wiener-Hopf 積分方程式で $h(\tau)$ を与えた。¹⁾

$$\int_{-\infty}^{\infty} h(t) \cdot \phi_{11}(\tau-t) dt - \phi_{12}(\tau) = 0 \quad (\tau \geq 0) \quad (3-4)$$

ここに、 $\phi_{11}(\tau)$ は入力の自己相関関数、 $\phi_{12}(\tau)$ は入力と実際の出力との相互相関関数であり、それぞれ以下のように与えられる。

$$\Phi_{11}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) \cdot f(t+\tau) dt \quad (3-5)$$

$$\Phi_{12}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) \cdot q(t+\tau) dt \quad (3-6)$$

以上の関係を図示すると図3-1のようになる。

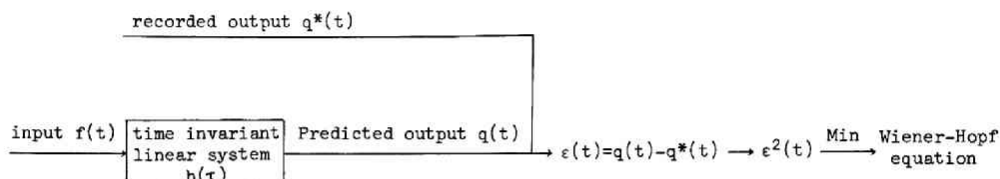


図3-1 Wienerの予測理論

B. 長期間流出系への適用

さて、流出現象においては入力として降水量、出力として河川流出量、系として流出変換系を対応させることができ、Wienerの予測理論の流出系への適用が考えられる。ところが、実際には降水量は時間変数であると同時に空間変数であり、この理論の適用にあたっては降水量のlumpingが不可欠である。ここに雑音の入り込む余地があり、モデル系の出力を実際系の出力にできるだけ追従させるために、統計的手段として本理論を適用するわけである。

さらに、ここで注意すべきことは、さきにも述べたように、この理論は入力信号が統計的に定常であり、変換系が物理的に定常・線形であるという前提にたっていることである。したがって、まず、これらの前提が実際の流出現象に適合するかどうかを検討しておかなければならない。

(1) 降水系列の定常性： 定常的という概念は、時間的に不変ということの意味する。しかし、実際は観測数が有限であり、また時間軸上の一点に対して観測値は一つしかないのので、厳密な意味での定常性の検定はできない。そこで、実際上は観測系列をいくつかの群に分け、各群の間で平均値・分散および自己相関係数に有意な差がないと、その系列は定常とみなしている。

一般に降水系列に関しては、洪水をもたらすような豪雨は定常とみなしがたいが、日降水系列を対象とする限りは、一年を適当な期間分割をすることによって、近似的に定常とみなすことができる。²⁾

(2) 流出変換系の定常・線形性： いま、降水量を $R(t)$ 、流量を $Q(t)$ とすると、流出系は時間遅れ系であるから、降水はある時間だけ遅れて流量となり、次式で与えられる相互相関係数 $\varphi_{RQ}(\tau)$ は、ある τ の付近で大きくなる。

$$\varphi_{RQ}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} R(t) \cdot Q(t+\tau) dt / \sqrt{\frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} R(t)^2 dt \cdot \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} Q(t)^2 dt} \quad (3 \cdot 7)$$

すなわち、 $\text{Max } \varphi_{RQ}(\tau)$ を満す τ を τ_m とし、これを流出系の等価遅延時間とよぶことにすると、 τ_m は $\varphi_{RQ}(\tau)$ の形とともに系を定常化するための期間分割の基準となる。一般に夏、秋の降雨流出と冬、春の融雪流出とはその機構を異にし、 τ_m および $\varphi_{RQ}(\tau)$ に相違が認められるので、少なくとも融雪流出の卓越する流域および期間では、降雨期と融雪期とに期間分割し、系の定常化を図る必要がある。³⁾

つぎに、系の線形性について検討しよう。1-4ですでに述べたように、流出成分には表面流出・中間流出および地下水流出の各成分があるが、表面流出の非線形特性が強いことは理論的にも経験的にも実証されている。また、中間流出はA層に貯留された雨水が水みちへ浸出し、水みちを流下して河道に流入するものと、A層内を流れて直接河道へ流入するものから構成されているが、後者は一般にDarcy則にしたがってA層内を流れるから線形であり、前者の水みち流出は非線形効果が強い。しかし、従来の流出解析の結果によれば、通常の森林山地では中間流出は線形と考えてよいようである。⁴⁾

一方、A層底下層への浸透能によって補給された雨水は、地下水位を上昇せしめ、地下水流出として河道に流入するが、この流れはDarcy則に従うから線形である。

以上の点を考慮すると、非線形特性の強い表面流出成分を除去することによって、流出系は線形化されることになる。長期間流出の支配的な成分が中間流出と地下水流出の2成分であることを考えると、こうした表面流出の除去は実面的な面でも都合がよいわけである。

3-2 流出応答関数としての統計的単位図

さて3-1. Bの(1), (2)の考察によって降水系列の定常性がいえ、系の定常・線形化がはかられると、(3-4)式を解くことによって流出変換系の最適応答関数が得られる。著者はこの関数の算出方法が統計的であり、しかもその概念が単位図に類似していることから、これを統計的単位図とよんだ。もちろん、(3-4)式では観測時間を無限として取り扱っているが、実際現象においては有限であるから、

$$\int_0^T h(t) \cdot \Phi_{11}(\tau - t) dt - \Phi_{12}(\tau) = 0 \quad (\tau \geq 0) \quad (3-8)$$

を考えればよい。また、著者は長期間流出現象を対象としているので、解析を進めるにあたっては、時間単位 t として日単位をとり、 $R(t)$ を t 日の降水量、 $Q(t)$ を t 日の平均流出量にとるものとする。したがって、(3-8)、(3-5)および(3-6)式はそれぞれ離散的な形で次式のように表現される。

$$\Phi_{RQ}(\tau) = \sum_{k=0}^m h(k) \cdot \Phi_{RR}(\tau - k) \quad (3-9)$$

$$\Phi_{RR}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R(i) \cdot R(i + \tau) \quad (3-10)$$

$$\Phi_{RQ}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R(i) \cdot Q(i + \tau) \quad (3-11)$$

ここに、 N は対象とする期間の日数であり、 m は降水が流量に影響を及ぼす日数である。

以上のような前提をおき、物理機構を考慮した系の定常・線形化をはかり、(3-9)式より統計的単位図を求める実際的方法について、以下に述べよう。

A. 一様分離法による各季節の統計的単位図

まず、系を定常化するために季節単位(冬; 12~2月, 春; 3~5月, 夏; 6~8月, 秋; 9~11月)に分け、また線形化のために非線形特性の強い表面流出成分を除去した。その方法は日降水系列からA層を飽和させるに要する値 $r \cdot D$ 以上を除き、流量系列からは中間流出の最大値 $r_a \cdot A$ を日流出高に換算し、それ以上の日流出高を除去するものである。ただし、 r はA層の有効空隙率、 D はA層厚、 r_a は中間流出最大強度、 A は流域面積であり、 $r \cdot D$ および r_a は1~4でも述べたように、次式で与えられる。

$$rD = \{ e^{\alpha(t_2 - t_1)} - 1 \} f_c / \alpha \quad (3-12)$$

$$r_a = \alpha \cdot rD \quad (3-13)$$

ここに、 α は中間流出のてい減係数、 t_1 、 t_2 はそれぞれ表面流出および中間流出の終了時刻であり、 f_c は最終浸透能である。

長期間流出の支配的な成分が中間流出と地下水流出の2成分であることを考えると、こうした表面流出成分の除去法は、実際的な面でも都合がよからう。

ところが後述するように、この方法で求めた統計的単位図 $h(t)$ は各季節とも各年で異なり、とくにピーク値はかなり異なった結果となって、予測の精度としては十分ではないことがわかった。それと同時に、季節間の統計的単位図は冬・春季と夏・秋季とは異なるが、それぞれの季節ではよく似た形状を示しており、しかもこの傾向は上流域ほど顕著であることがわかった。これは、降雨流出と融雪流出がかなり違った機構をもっていることを示すものである。そこで、以下では系の定常化としては降雨期と融雪期とに分けて考え、降雨期では流域の先行条件、すなわち土湿量変化を考慮し、また融雪期では、入力として降雪を融雪量に変換して系の線形化をはかることにした。⁶⁾

B. 土湿量変化を考慮した降雨期の統計的単位図⁷⁾

一般に降雨期の流出現象においては、ある無降水期間の後、流域に雨が降ると、雨の一部は樹木や草の葉面で遮断され、あるものは凹地に貯留され、さらには土壤保湿度の不足分を補うために供給される。これらは初期損失量とよばれ、流量の増加には寄与しない雨量分である。またA層がある水位まで土壤水分で満たされていると、降った雨は全部A層内へ浸透して貯留されるのではなく、一部は表面流出として地表面を流れる。このような実際現象を考えると、系の定常・線形化は一様分離法では不十分であり、つぎのように考えるべきであろう。すなわち、流出系への入力を

$$R_e(i) = R(i) - L(i) - NL(i) \quad (3-14)$$

で与える。ここに、 $R_e(i)$: i 日に線形流出系へ供給される降水量、 $R(i)$: i 日降水量、 $L(i)$: i 日降水量のうちの初期損失量、 $NL(i)$: i 日降水量のうちの非線形分量である

ところで、土壌中の水はその性質、可動性および植物の吸収、利用性において一様でなく、その空間的・時間的な運動は非常に複雑であるが、著者は従来の土壌水に関する研究成果^{9), 10), 11)}をもとにして、つぎのように土壌水の運動機構を考え、初期損失量 $L(i)$ および非線形分量 $NL(i)$ を評価した。

a) 土壌水分の形態（吸着水量・毛管飽和水量・飽和水量）と初期損失量領域および流出領域の関係：土壌には、土粒子と水分子の化学的結合、いわゆる吸着力によって土粒子に吸着し、液体の形では移動しにくい吸着水が常に保持されている。そして、その周囲や空隙には毛管飽和水量といって、吸着力の影響外にあり、主に毛管力の作用によって保持され、重力水として降下しない限界の水量がある。この毛管飽和水量は蒸発表面に向って全体として移動する能力をもち、その移動は土壌含水量が吸着水にまで減少すると停止する。したがって、毛管飽和水量と吸着水量との間が初期損失量領域（initial loss zone）であり、その領域にある土湿量が初期損失量に相当し、無降水の経過日数とともに減少する。またA層下層では土湿量の変化がきわめて少なく、常に毛管飽和水量で満たされているものとする。

さらに、毛管飽和水量以上の土湿量は降下重力水となり、A層底に到達するとその上に集積し、A層の傾斜に沿ってあるものは中間流出成分となり、あるものは最終浸透能 f_c でA層下層に浸透して地下水流出成分となる。この土湿量の上限はもちろん飽和水量である。したがって、飽和水量と毛管飽和水量との間が流出領域（runoff zone）であり、その領域にある土湿量が中間流出および地下水流出成分に供給される。飽和水量以上の降水量は表面流出成分となり、地表面を流れるので非線形分量として評価される。

以上の関係を図示すると、A層内の土湿量分布は、図3-2のようになる。図中の ω_a は吸着水量、 ω_c は毛管飽和水量、 ω_s は飽和水量を意味する。

b) 初期損失量領域および流出領域における土湿量のてい減；いま、中間流出がA層内土湿量 S に比例するものと考え、 S に関する連続条件は、

$$\frac{dS}{dt} = -\alpha \cdot S - f \quad (3-15)$$

となる。ここに、 f はA層底からの浸透能であり、 α は流域固有の定数であって、中間流出のてい減係数に等しい。¹²⁾ ところで、流量てい減部付近における浸透能 f は一般に一定値である最終浸透能 f_c に等しいと考えてよく、(3-15)式はつぎのようになる。

$$S(t) = \{S(t_0) + f_c/\alpha\} e^{-\alpha(t-t_0)} - f_c/\alpha$$

(3-16)

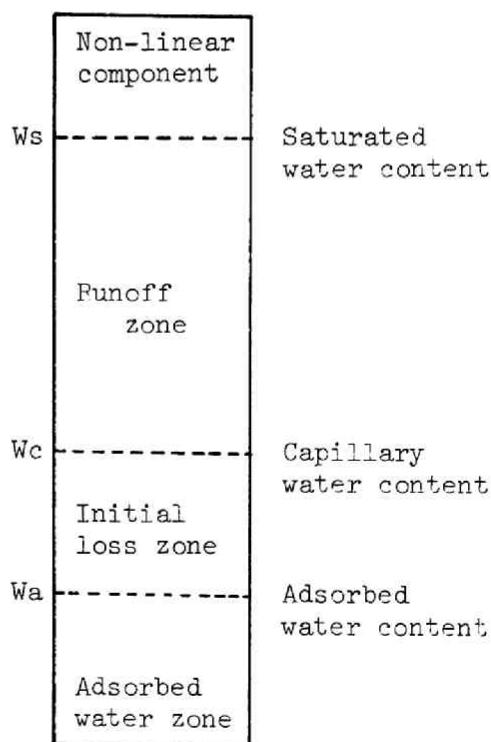


図3-2 A層内の土湿量分布

また、離散的に表現するため $t_0 = i$ 日, $t = i + 1$ 日とおくと、上式は簡単に

$$S(i+1) = \{S(i) + f_c/\alpha\} e^{-\alpha} - f_c/\alpha \quad (3-17)$$

となる。ところが、中間流出は土湿貯留水が流出領域にあるときに限って生起するから、流出領域では (3-17) 式に応じて土湿貯留水がてい減することになる。

一方、初期損失量領域では蒸発散による損失だけであるから、土湿貯留水は無降雨の経過とともに指数関数的にてい減するとして、次式のように仮定する。

$$S(i+1) = S(i) \cdot e^{-\beta} \quad (3-18)$$

なお、最終浸透能 f_c は石原らの研究¹³⁾によって求められる最終浸透能の日換算値であるが、定数 α および β の算定方法は d) で述べる。

つぎに、(3-17), (3-18) 式を用いて実際に有効降雨量 $R_e(i)$ を算定しよう。

c) 有効降雨量 $R_e(i)$ の算定法： 実際の計算にあたっては、土湿量 $S(i)$ が初期損失量領域の下限近くにある時点 (4, 5月頃で無降雨が10日後続いた後がこれに相当しよう) から計算をはじめ、線形流出系への入力となる有効降雨量 $R_e(i)$ は (3-17), (3-18) 式で計算された $S(i)$ と日降雨量 $R(i)$ のうち、流出領域にある降雨量分で与える。すなわち、

$S(i) \leq \omega_c$ のとき、

$$\left. \begin{array}{l} \text{i) } S(i) + R(i) \leq \omega_c \rightarrow L(i) = R(i), \quad NL(i) = 0 \\ \text{ii) } \omega_s > S(i) + R(i) > \omega_c \rightarrow L(i) = \omega_c - S(i), \quad NL(i) = 0 \\ \text{iii) } \omega_s \leq S(i) + R(i) \rightarrow L(i) = \omega_c - S(i), \quad NL(i) = S(i) + R(i) - \omega_s \end{array} \right\} \quad (3-19)$$

$S(i) > \omega_c$ のとき

$$\left. \begin{array}{l} \text{i) } S(i) + R(i) < \omega_s \rightarrow L(i) = 0, \quad NL(i) = 0 \\ \text{ii) } S(i) + R(i) > \omega_s \rightarrow L(i) = 0, \quad NL(i) = S(i) + R(i) - \omega_s \end{array} \right\} \quad (3-21)$$

で求めた $L(i)$ および $NL(i)$ から

$$R_e(i) = R(i) - L(i) - NL(i) \quad (3-21)$$

で与えるものである。もちろん、無降雨の場合は $R_e(i) = 0$ である。ただし、上式の計算で $S(i) \leq \omega_a$ となるときは $S(i) = \omega_a$ とみなす。

d) 定数 α, β の算定法： 3-2.Aでも述べたように、中間流出のてい減特性からA層厚 D と有効空隙率 τ の積として与えられるみかけのA層厚 τD は

$$\tau D \doteq \{e^{\alpha(t_2 - t_1)} - 1\} f_c/\alpha \quad (3-22)$$

として求められる。一般のA層被覆型流域では τD は 60 ~ 140 mm の値をとるが、この τD は流出領域の最大土湿量 ($\omega_s - \omega_c$) に等しいとみなしてよく、図3-2の各水量が以下のように決定される。

i) 飽和水量 ω_s : A層厚 D と空隙率 n の積 nD で与えられる。これらの値はほぼ $D: 20 \sim 35 \text{ cm}$, $n: 50 \sim 70\%$ の範囲にあると考えられる。¹⁴⁾

ii) 毛管飽和水量 ω_c : $\omega_s - rD$ で与えられる。

iii) 吸着水量 ω_a : 一般の植土では毛管飽和水量 ω_c の $60 \sim 70\%$ といわれている。¹⁵⁾ ($\omega_c - \omega_a$) は初期損失量領域の最大値に相当し、 $20 \sim 40 \text{ mm}$ の範囲にあると考えられるので、($\omega_c - \omega_a$) がこの範囲にない場合には、 ω_s の値を仮定しなおさなければならない。

以上のようにして ω_s , ω_c および ω_a が決定されると、流出領域での定数 α は中間流出のてい減係数から算定され、また初期損失量領域のてい減係数 β は、 ω_c が $5 \sim 10$ 日の無降雨で ω_a 近くに達する¹⁶⁾ と考えられることから算定される。

以上、線形流出系への入力である有効降雨量 $R_e(i)$ の算定について述べたが、出力に関しては 3-2. A で述べた中間流出の最大値以上を除去した日流出高系列 $Q(i)$ を採用する。したがって、降雨期の統計的単位図はこれら $R_e(i)$ および $Q(i)$ から Wiener-Hopf 方程式 (3-9) を導くことによって得られる。^{17), 18)}

以上の関係を図示すると図 3-3 のようになる。

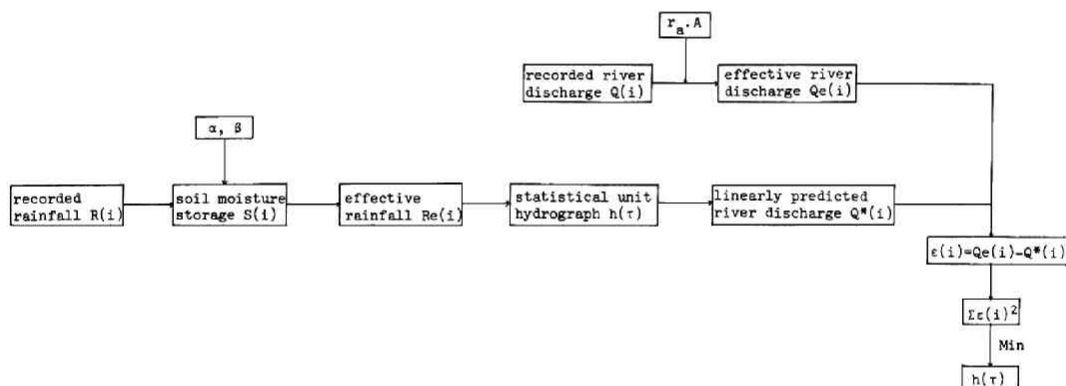


図 3-3 降雨期の統計的単位図算定のフローチャート

C. 日融雪量を入力とした融雪期の統計的単位図

多雪地域における春先の雪融けは、しばしば洪水をもたらす危険なものであるが、水利用の立場からながめるとその流出の長期性、水量の豊富さからみて、将来の重要な水資源となろう。

融雪現象は空間的・時間的に非常に複雑なうえに、測定・観察が困難なため、適確な量的把握にまでいたっていないのが現状である。ましてや融雪水が流域下流端の流量になるまでの過程、その機構についての研究はほとんどないといっても過言ではない。しかし融雪期の表流水源の開発、融雪洪水に対する制御を効果的にこなうためには、融雪期の流況予測、さらには融雪流出機構の解明が不可欠であり、著者は先に述べた一様分離法による統計的単位図に、できるだけ融雪流出の物理的特質を組み入れて改良した融雪期の統計的単位図法を提案した。

融雪期の流出機構を解明するために、最初は一様分離法により降雪をそのまま水に換算し、それと河川流出量との間に冬・春期の統計的単位図 $h(\tau)$ を求めた。ところが後述するように、こうして求めた $h(\tau)$ は降雨流出と違って各年で非常に異なり、一様分離法による系の定常・線形化はきわめて不適切であるという結果を得た。そこで、融雪流出現象については、つぎのように取り扱った。すなわち、降雪はいったん流域に積雪され、それが気温・日射・風あるいは地熱などの融雪因子によって融雪水となり、そのうちあるものは雪層内を流下し、あるものは地表面下に浸透して、流域下流端に現われるはずであるから、融雪流出系を図3-4のようにモデル化し、日融雪量と河川流出量から統計的単位図 $h(\tau)$ を算出したので

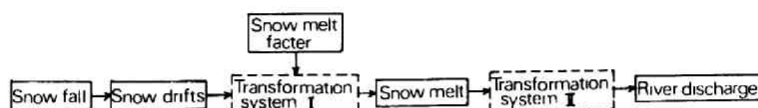


図3-4 融雪流出系のフローチャート

ある。この場合、流域が雪層で覆われているので土湿量変化は顕著でなく、融雪水の多くは雪層内を流下し、その性状は中間流の生起するA層内の流れに類似していると考えられるので、変換系Ⅱは定常・線形と仮定してもよからう。

このように考えると、問題は変換系Ⅰによる日融雪量の評価である。

融雪量の推算に関しては従来からも研究がなされており、それらを大別すると、熱収支にもとづく理論的方法と¹⁹⁾ 気温日数 (Degree-Day) による経験的方法²⁰⁾ とに分けられよう。熱収支による理論的方法は測定変数が多く、しかも実際の河川流域では、森林・斜面や方向・高度などが融雪量に複雑に影響を与えるだけでなく、放射・気温・風速などの因子を全地域について正確に推定しにくいために、その適用はなかなか困難である。一方、Degree-Day法は実用的方法であるが、もっとも重要な気象因子である気温に着目し、0°C以上の気温の継続が融雪エネルギーの源であると考えて、0°C以上の累加気温と累加融雪量との関係を導いたものであり、全流域が積雪に覆われていて、降雨などがともなわない主に気温の上昇による融雪量を求める場合に有効であろう。以上のほかに、融雪量と融雪をもたらす気象因子との相関分析法²¹⁾ もあるが、これには資料の豊富なことが要求される。

このように従来の評価法でも、融雪現象は十分に表現されていない。そこで著者は、従来の方法で得られた融雪の物理特性を十分に組み入れるとともに、多くの河川を対象とするため、資料の存在状況を重視した実用的な日融雪量の評価を試みた。

まず、融雪には気温・日射・風速・地熱・降雨など多くの因子が影響すると考えられるが、

- 1) 一般に、日射・風速・地熱などの資料はほとんど得られないが、気温・降雨資料は多くの地点で得やすい、
- 2) 融雪期において、大地から積雪中に伝達される熱量は微小であり、他のものと比較して無視してさしつかえない、
- 3) 日射は気温と高い相関関係にある、
- 4) 厳寒期には降雨融雪はないか、あっても微量であるが、春先には気温の上昇とともに降雨融雪は無

視しえない、

と考え、融雪因子としては資料の入手しやすい日平均気温 T および日降雨量 R を選択し、それらの因子による融雪量を以下のように推算した。

a) 気温融雪量 M_T ; 気温と融雪量の相関が高いことはよく知られており、 M_T は

$$M_T = C_s \cdot T \quad (3-23)$$

なる一次関係にあると仮定する。ここに、 T は 0°C 以上の日平均気温であり、 C_s は比例定数で多くの実験・観測結果から $4 \sim 6 \text{ mm}/^\circ\text{C}$ の範囲にある。²²⁾

b) 降雨融雪量 M_R ; 気温が 0°C 以上のときに降雨があると、気温融雪に加えて降雨融雪がある。 M_R は $R \cdot T$ なる熱量が雪層に加えられることから、次式で与えられると仮定する。

$$M_R = R \cdot T / 80 \quad (3-24)$$

ただし、80で除すのは氷の融解熱が 80 cal/gr であることによる。ここに、 R は日降雨量 (mm)、 T は降雨温度であるが、大気平均気温で近似する。ただし、 T は 0°C 以上である。

さらに、全融雪量 M は M_T と M_R の単純和であるとして

$$M = M_T + M_R = C_s \cdot T + R \cdot T / 80 \quad (3-25)$$

で表わした。しかし、これだけの融雪量 M を生ずるためには、それに見合う以上の積雪水量がある場合に限られるので、結局、融雪量 M は次式で与えられよう。²³⁾

$$M = M_{in} (C_s \cdot T + R \cdot T / 80, S) \quad (3-26)$$

ここに、 S は積雪水量である。

以上の考えをもとに、流域全域の日融雪量を求める手順を述べると、

1) 融雪をもたらす気温・降雨量は標高による変化特性をもつので、流域を標高によりいくつかの地帯 A_1, A_2, \dots, A_n に分割する。

2) 気温 T は標高 h とともに一次式で減ると仮定し、

$$T(h_i) = T(h_0) - \mu(h_i - h_0) \quad (3-27)$$

で与える。ここに、 h_0 は観測地または資料の既知なる地点の標高 (m)、 h_i は分割された地帯の平均標高 (m)、 μ は気温の減率で、一般に $0.5 \sim 0.6^\circ\text{C}/100m$ である。

3) 降雨量 R も標高 h とともに一次式で増加すると仮定して、

$$R(h_i) = R(h_0) + \lambda(h_i - h_0) \quad (3-82)$$

で与える。 λ は降雨増加率 ($\text{mm}/100m$) である。ただし、降水が雨か雪かの判断は観測地の気象記録を参考にする。

4) 積雪水量 S は積雪深 D に密度 ρ を乗じて算出する。雪は積雪日数を経過するにつれて圧密され、また表面融雪水が積雪層内を移動するので、その密度 ρ は時間的・地域的に異なり、一般には $0.2 \sim 0.5 \text{ g/cm}^3$ の範囲にあるとされている。²⁴⁾

5) 各分割地帯の M_T , M_R を (3-23) および (3-24) 式から算出し、それらの和と S とを比較して、その小さい方をその地帯の日融雪量とする。

6) したがって、流域の全融雪量 M は次式で与えられる。

$$M = \sum_{i=1}^n A_i \cdot \min(C_s \cdot T_i + R_i \cdot T_i / 80, S_i) / A \quad (3-29)$$

ここに、 A_i は各分割地帯の面積、 A は全流域面積である。

以上の手順に従えば日融雪量が算出されるが、積雪深の観測資料は一般に標高の低い部分 A_1 にある場合が多く、それより高い分割地帯においては積雪深は一般に得られない。ところが、積雪深の標高による増加量は一般に大きいので、積雪水量の評価には、さらにつぎのように大胆に雪線後退の影響を仮定する必要がある。すなわち、

$$1) C_s \cdot T_1 + R_i \cdot T_1 / 80 < S_1 \quad (3-30)$$

ならば、その標高以上の分割地帯では

$$C_s \cdot T_i + R_i \cdot T_i < S_i \quad (3-31)$$

の関係が常に成り立つ。

$$2) C_s \cdot T_1 + R_i \cdot T_1 / 80 > S_1 \quad (3-32)$$

ならば、 A_1 では $M = S_1$ であるが、 A_2 以上では、

$$C_s \cdot T_i + R_i \cdot T_i / 80 < S_i \quad (3-33)$$

が満たされている。

3) また、1, 2月の降雪期において A_1 に積雪がない場合にも、 A_2 以上には融雪に見合うだけの積雪がある。

4) 融雪期になって A_1 が消雪しても、 A_2 以上にはその後幾日かは残雪があると考え。

5) 消雪地帯に降った雨は、降雨そのものが入力として働く。

以上のようにして流域の日融雪量 M が算定されると、この M を入力とし、実測の河川流出量との間で (3-9) 式の Wiener-Hopf 方程式を解けば、融雪期の統計的単位関数 $h(\tau)$ が得られるわけである。²⁵⁾²⁶⁾ この $h(\tau)$ が融雪期の流況予測、さらには融雪流出機構解明の指標となることは、後述の実際流域への適用によって実証されよう。

D. 統計的単位関数の簡易推算法

統計的単位関数 $h(\tau)$ は、すでにみたように降雨期・融雪期のいずれにおいても、(3-9) 式の m 元連立一次方程式を解くことによって求められる。しかし、実際の計算においては、 m が大きくなると手計算では求めがたく、電子計算機を利用しなければならない。今後、電子計算機の利用はますます増大するであろうが、現状ではいつでも、どこでも電子計算機が利用できるとは限らない。

こうした事情を考えると、精度をある程度落としても、実用的で簡単な $h(\tau)$ の算出方法があると都合がよい。そこで著者は、入力系列の自己相関関数の特性に注目して、以下のような $h(\tau)$ の簡易推算法を提案した。²⁷⁾

まず、降雨期の有効日降水量系列について検討した結果、後述するように近似的には $\tau \geq 1$ で無相関としてよいという結論を得た。こうした特性に注目するならば、つぎのような簡易推算法が有効となる。すなわち、降水系列の自己相関関数 $\Phi_{RR}(\tau)$ を図 3-5 のように近似すると、(3-9) 式は

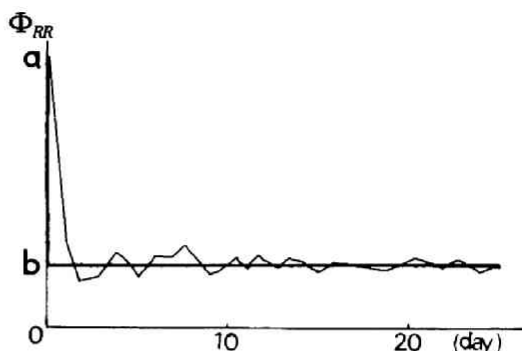


図3-5 日降水量系列の自己相関関数の近似

$$\begin{aligned}\Phi_{RQ}(\tau) &= \sum_{k=0}^m h(k) \cdot \Phi_{RR}(\tau-k) = a \cdot h(\tau) + b \cdot \sum_{k \neq \tau, k=0}^m h(k) \\ &= a \cdot h(\tau) + b \cdot (\xi - h(\tau))\end{aligned}\quad (3-34)$$

と展開され、 $h(\tau)$ は次式のように簡単に表現できる。

$$h(\tau) = (\Phi_{RQ}(\tau) - b \cdot \xi) / (a - b) \quad (3-35)$$

ここに、

$$\begin{aligned}a &= \Phi_{RR}(0) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{R(i)\}^2 \\ b &= \{\text{対象期間内の平均降水量}\}^2 = \{\bar{R}\}^2\end{aligned}\quad (3-36)$$

なお、平均値が 0 でない定常不規則過程の自己相関関数は、平均値を 0 としたときの自己相関関数に平均値の 2 乗を加えたものに等しいから、図 3-5 の b は対象期間内の平均降水量となる。また ξ は

$$\xi = \sum_{k=0}^m h(k) \quad (3-37)$$

を意味するから、これは対象期間内の流出率に相当し、対象期間内の全有効降水量と全有効流出量の比から推定できる。

以上のようにして、 a 、 b 、 ξ が与えられると、降雨期の $h(\tau)$ は (3-35) 式より降水と流量の相互相関関数によって容易に算出できる。一方、融雪期においては、系への入力の日融雪量であるから、その自己相関関数が降雨期の日降水量のそれと同じように図 3-5 で近似できるならば、同様の方法によって近似的に $h(\tau)$ を算定できる。²⁸⁾

参 考 文 献

- 1) たとえば, 大泉充郎, 本多波雄, 野口正一: 情報理論, オーム社, 昭37.12, pp.110~120
- 2) 石原藤次郎, 高棹琢馬, 池淵周一: 降水と流量の長期的相互関係に関する研究, 土木学会第22回
年次学術講演会講演概要, Ⅱ-7, 昭42.5.
- 3) 前出2)
- 4) 高棹琢馬: 流出機構, 土木学会水理委員会, 水工学シリーズ, 67-03, 昭42.7.
- 5) 高棹琢馬, 池淵周一: 長期間流出機構の情報理論的研究, 京都大学防災研究所年報, 第12号B,
昭44.3.
- 6) 高棹琢馬, 池淵周一, 田中雄作: 降雨期, 融雪期の統計的単位図について, 昭43年度土木学会関
西支部年次学術講演会, Ⅱ-29, 昭43.5.
- 7) 前出5)
- 8) T. Ishihara and S. Ikebuchi: A Study of Long Range Runoff System Response Based on
Information Theory, U. S. - Japan Bi-Lateral Seminar in Hydrology, Honolulu, Jan. 1971.
- 9) N. H. Crawford and R. K. Linsley: The Synthesis of Continuous Streamflow Hydrographs
on a Digital Computer, Technical Report No. 12, Dep of Civil Eng., Stanford Univ., 1962.
- 10) A. A. ロージェ, 山崎不二夫: 土壌と水, 東京大学出版会,
- 11) 石原藤次郎, 石原安雄, 高棹琢馬, 頼 千元: 由良川の出水特性に関する研究,
京都大学防災研究所年報創立10周年記念号, 昭37.3.
- 12) 前出11)
- 13) 石原藤次郎, 田中要三, 金丸昭治: わが国における単位図の特性について, 土木学会誌, 第41巻,
第3号, 昭31.
- 14) 藤田哲夫: 洪水流出過程における雨水の損失現象に関する研究, 京都大学修士論文, 昭38.3.
- 15) 前出10)
- 16) 前出10)
- 17) 前出5)
- 18) 前出8)
- 19) P. Light: Analysis of high rates of snow melting, AGU, Vol. 22, 1941. PP. 195~205.
- 20) F. F. Snyder: Cooperative hydrologic investigations, Part Ⅱ,
Commonwealth of Pennsylvania, Harrisburg, Pa., 1939.
- 21) Ven Te Chow: Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill Book Company,
Sectin 10, 1964.
- 22) 青木佑久, 石塚一成: 融雪の流出に関する研究, 第22回年次学術講演会講演概要
土木学会, 昭42.5.
- 23) 菅原正己, 勝山シゲ子: 積雪地域河川の日流量解析, 科学技術庁資源局, 昭39.4.

- 24)小田代弘，山口 甲：石狩川の融雪出水（第1報），北海道開発局石狩川開発建設部，昭 4 1. 3.
- 25)前出5)
- 26)前出8)
- 27)石原藤次郎，高棹琢馬，池刈周一：統計的単位図の簡易推算法とその応用，昭 42 度土木学会関西支部年次学術講演会，Ⅱ－8．昭 4 2 . 1 1.
- 28)前出5)

第 4 章 改良された統計的単位図法

前章では系の定常化として降雨期と融雪期とに分けて考え、また系の線形化のためには、降雨期では流域の先行条件、すなわち A 層内土湿量変化を考慮し、融雪期では日融雪量を入力として、統計的単位図 $h(\tau)$ を求めた。こうした系の定常・線形化によって、後述する適用結果からも明らかなように、統計的単位図法は長期間流出系の場所的・時間的な統計的性状を定量的に把握する手段として有効であり、流況予測の精度の面でもかなり良好であることが明らかにされた。同時に、統計的単位図のピーク値が各年で変動し、またこの方法による低水流量部の予測精度が悪いという問題点が残された。

ところで、こうした問題の主な原因としてはつぎの点が指摘できよう。1) 実測のハイドログラフから表面流出を分離するために、中間流出の最大強度 r_a と流域面積 A との積 $r_a \cdot A$ の値以上を非線形成分として一様に分離したが、表面流出が $r_a \cdot A$ より小さな値からも生起していることを考えると、こうした一様分離では単純化の程度が大きすぎる。2) 線形近似が同様に成り立っても、構造パラメータの異なる中間流出と地下水流出とを一つの統計的単位図で表現したため、それぞれの流出特性の相違が表わされていない。3) 土湿量変化におよぼす蒸発散の効果が十分にとり入れられていない。

こうした難点を改良するため、本章では対象を降雨期に限り、中間流出と地下水流出とを分離する立場から、まず入力としては中間流出成分および地下水流出成分への降雨の供給量を考え、これらを土湿量変化におよぼす蒸発散の効果をもとり入れて算定するとともに、他方、出力としては地下水流出の単位図から推定された地下水流出量を実測流出量から分離して中間流出量を求め、これらの入力・出力から中間流出の統計的単位図を算定することを提案する。¹⁾

4-1 各流出成分への降雨の供給量

流出領域では A 層内での土湿貯留水の滞留時間が短く、蒸発散量そのものの効果が小さいと考え、(3-15)式で土湿貯留水に関する連続条件式を与えた。しかし、厳密には中間流出のてい減部においても、蒸発散による損失が存在するのであって、(3-15)式は次式のように書き換えなければならないであろう。すなわち、

$$\frac{dS}{dt} = -\alpha \cdot S - f - e_v \quad (4-1)$$

ここに、 e_v は蒸発散量であり、降雨期間中は 0 である。

このように考えると、(3-16)式は(4-2)式のように修正され、また離散的表現である(3-17)式も蒸発散項が近似的に日蒸発散量 $e_v(i)$ と関連づけられるので、結局、(4-3)式のように表現される。

$$S(t) = \left\{ S(t_0) - \int_{t_0}^t e_v(z) \cdot e^{\alpha(z-t_0)} dz + f_c / \alpha \right\} e^{-\alpha(t-t_0)} - f_c / \alpha \quad (4-2)$$

$$S(i+1) = \{S(i) + (f_c + e_v(i)) / \alpha\} e^{-\alpha} - (f_c + e_v(i)) / \alpha \quad (4-3)$$

一方、初期損失量領域でも(3-18)式は(4-4)式のように修正される。

$$S(i+1) = S(i) - e_v(i) \quad (4-4)$$

以上のようにして、日蒸発散量 $e_v(i)$ を導入した土湿量のついで減式(4-3)および(4-4)式が導かれると、降雨の各流出成分への供給量が以下のように分離される。

i) 初期損失量領域への供給量 $L(i)$: 3-2. B(c)で述べたと同様に、土湿貯留水 $S(i)$ が初期損失量領域にある場合に降雨 $R(i)$ があると、そのある部分は初期損失分となって流出に寄与せず、その関係は次式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} L(i) &= \omega_c - S(i) & ; & S(i) + R(i) \geq \omega_c \\ L(i) &= R(i) & ; & S(i) + R(i) < \omega_c \end{aligned} \right\} \quad (4-5)$$

ii) 表面流出成分への供給量 $NL(i)$: 3-2. B(c)で述べた非線形分量と同じで、土湿貯留水 $S(i)$ が飽和水量 ω_s を越える場合、表面流出が生起するから、

$$NL(i) = S(i) + R(i) - \omega_s \quad ; \quad S(i) + R(i) \geq \omega_s \quad (4-6)$$

で与えられる。

iii) 中間流出成分への供給量 $R_s(i)$: 土湿貯留水 $S(i)$ が流出領域にあり、しかもその日の土湿貯留水の減少量 $DS(i) (= S(i) - S(i+1))$ が $(f_c + e_v(i))$ よりも大きいときは、中間流出成分への供給量 $R_s(i)$ が存在し、次式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} R_s(i) &= DS(i) - (f_c + e_v(i)) & ; & DS(i) \geq f_c + e_v(i) \\ R_s(i) &= 0 & ; & DS(i) < f_c + e_v(i) \end{aligned} \right\} \quad (4-7)$$

もちろん、降雨 $R(i)$ がある場合は $\omega_c < S(i) + R(i) \leq \omega_s$ である限り、 $(S(i) + R(i))$ が $S(i)$ に相当する。

iv) 地下水流出成分への供給量 $R_G(i)$: 中間流出成分への供給量と同じく、土湿貯留水 $S(i)$ が流出領域にあり、しかも $DS(i)$ がつぎのような条件にあるとき、地下水流出成分への供給量 $R_G(i)$ が存在する。すなわち、

$$\left. \begin{aligned} R_G(i) &= f_c & ; & DS(i) \geq f_c + e_v(i) \\ R_G(i) &= DS(i) - f_c & ; & DS(i) < f_c + e_v(i) \end{aligned} \right\} \quad (4-8)$$

以上のようにして、中間流出成分および地下水流出成分への降雨の供給量が算定されるが、問題は(4-3)式および(4-4)式で重要となる日蒸発散量 $e_v(i)$ の評価である。流域からの蒸発散量 $e_v(i)$ に関しては、一般にその測定が他の水文量に比して困難であり、その機構にも未知の問題が多い。著者は

蒸発散量が蒸発皿蒸発量と高い相関を示すことや、土湿貯留水と強く関係していることにのみ注目し、角屋の研究²⁾を参照して図4-1のごとく土湿貯留水と蒸発散量を関係づけた。図上の縦軸は蒸発散量 $e_v(i)$ と蒸発皿蒸発量 $E(i)$ との比をとっている。このように考えると、(4-3)式の $e_v(i)$ は $E(i)$ で置換され、また初期損失量領域では(4-4)式の $e_v(i)$ が

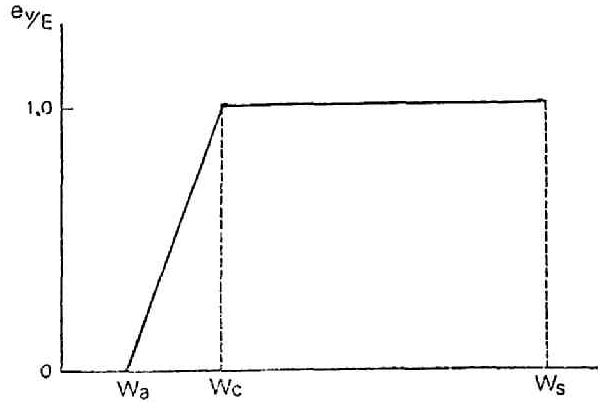


図4-1 蒸発散と土湿量の関係図

$$e_v(i) = (\omega_c - \omega_a) \cdot \{S(i) - \omega_a\} / E(i) \quad (4-9)$$

で表現される。

以上は日蒸発散量 $e_v(i)$ が蒸発皿蒸発量 $E(i)$ と関係づけられる場合であったが、 $E(i)$ の測定資料もない場合には、もちろん精度は若干低下するが、前述した(3-17)式および(3-18)式から算定される土湿貯留水 $S(i)$ を用いて、(4-7)式および(4-8)式から中間流出および地下水流出成分への供給量 $R_S(i)$ および $R_G(i)$ を算定しなければならない。

4-2 地下水流出量の推定

前節(4-8)式により地下水流出成分への雨水の供給量 $R_G(i)$ が算定されたので、つぎに地下水流出量を推定する。

地下水流出は Darcy 則に従うから線形性が成り立ち、その流出を特徴づける単位図 $h_G(\tau)$ を図4-2のように与えると、地下水流出量 $Q_G^*(i)$ が次式の重畳積分によって算出される。

$$Q_G^*(i) = \sum_{\tau=0}^{T_G} h_G(\tau) \cdot R_G(i - \tau) \quad (4-10)$$

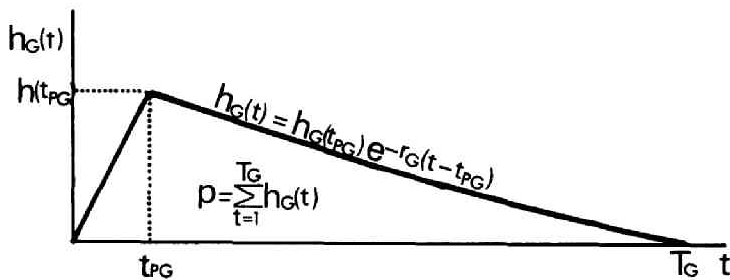


図4-2 地下水流出の単位図

したがって、実測のハイドログラフから $Q_G^*(i)$ を分離すると、その残差として表面流出量および中間流出量が得られる。

なお、図 4-2 の単位図のパラメータとして、 r_G は地下水流出のてい減係数、 T_G は流出の継続時間、 t_{PG} はピーク生起時刻であり、 p は地下水流出成分への雨水の供給量のうち、他流域へ流出したり、深層地下水帯へ浸透していく部分を除いた、いわゆる地下水の流出率であるが、これらの構造パラメータは以下のように決定される。

i) てい減係数 r_G : 周知のように、河川流量の低水部をなすものは地下水流出分であって、そのてい減部は通常、指数関数的であることが知られている³⁾。したがって、地下水流出のてい減係数は、片対数紙上に描かれた低水部ハイドログラフの直線の傾きから決定される。

ii) 継続時間 T_G : 1-4 でも述べたように、一般に地下水流出には、Storm type, Seasonal type および Perennial type のものがあるといわれており、この点を考慮して継続時間を求める必要があるが、実用的には前 2 者を考えて、40~50 日の継続時間が妥当であろう。

iii) ピーク生起時刻 t_{PG} : 中間流出と地下水流出とは、ピークの生起時刻がほぼ同時であることが観測されており⁴⁾、実用的には地下水流出のピーク生起時刻は降雨の翌日、すなわち $\tau=1$ 日に生じるとみなしてよい。

iv) 流出率 p : これについては現在のところ知る方法はないが、一般に山岳上流域では流出率は 1 に近く、下流域の平野部では河川に平行な地下水流も生じることが考えられるので、1 よりも小さいことが予想される。そこで著者は、まず流出率を仮定し、(4-10) 式で推定された地下水流出量が実測のハイドログラフの低水部とよく一致するように、最適な流出率 p^* を決定した。

4-3 表面流出量の分離と中間流出の統計的単位図

地下水流出量を分離し、その残差として得られた流出量系列から表面流出量を除去すると、中間流出の日流出量系列が得られる。一方、中間流出成分への雨水の供給量 $R_g(i)$ が (4-7) 式によって求められているので、この両者から (3-9) 式で与えられる Wiener-Hopf 積分方程式を導けば、中間流出の統計的単位図が算定される。

まず、実測流出量から地下水流出量を分離すると、その残差系列は一般に図 4-3 のように描かれるが、図上の $a \sim a'$ および $c \sim c'$ 部分では明らかに表面流出が生起していると考えられる。いま、表面流出量分離の一つの基準として、中間流出成分への供給量の最大値を考えると、その値 DS_{\max} は土湿貯留水の日変化量 $DS(i)$ の最大値から近似的に次式で与えられる。

$$DS_{\max} \doteq (r_D + f_c/\alpha)(1 - e^{-\alpha}) - f_c \quad (4-11)$$

したがって、流出高に換算された残差系列からこの DS_{\max} を一様に分離すると、図 4-3 の斜線部が表面流出量として除去される。この分離方法は 3 章の統計的単位図法でとられたものと類似しており、表面流出量が十分に分離されないという欠点がある。その原因としては、 DS_{\max} はすべて瞬時に中間流出量になるわけではなく、 DS_{\max} 以下でも表面流出が生起していることが考えられる。事実 DS_{\max}

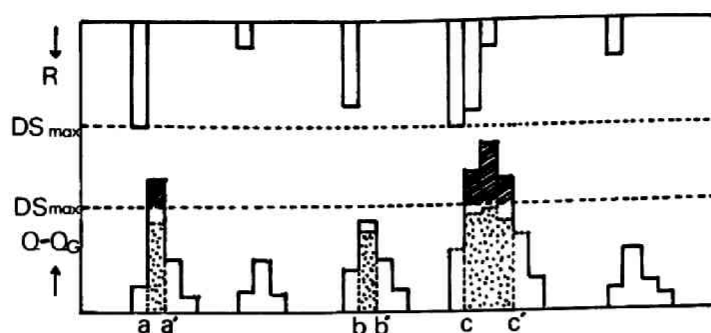


図4-3 表面流出成分の分離

一様分離法によって求めた中間流出の統計的単位図は、表面流出をある程度含んでいるために各年で変動し、しかもそのピーク付近の推定流量は図4-3の点線部で示すように DS_{max} よりも小さくなっている。しかし、中間流出への供給量 $R_s(i)$ が DS_{max} およびそれに近い値をとるところでは表面流出が生起していると考え、その場合に限り、 DS_{max} 一様分離法によって推定されたピーク付近の値が近似的に実際の中間流出量を表わしているとみなすことができる。すなわち、図4-3における $a \sim a'$ 、 $b \sim b'$ および $c \sim c'$ 部分では、点線部が実際の中間流出量であり、これ以外の部分では、残差系列そのものが中間流出量となっている。

このように中間流出量を修正すると、 $R_s(i)$ との間で再び中間流出の統計的単位図 $h_s(\tau)$ が算定され、中間流出量 $Q_s^*(i)$ が次式によって推定される。

$$Q_s^*(i) = \sum_{\tau=0}^{T_s} h_s(\tau) \cdot R_s(i-\tau) \quad (4-12)$$

ここに、 T_s は中間流出の継続時間である。

以上、本章では改良された統計的単位図法として、地下水流出および中間流出の統計的単位図を求める方法を展開したが、その手順をフローチャートで示すと、図4-4のようになる。

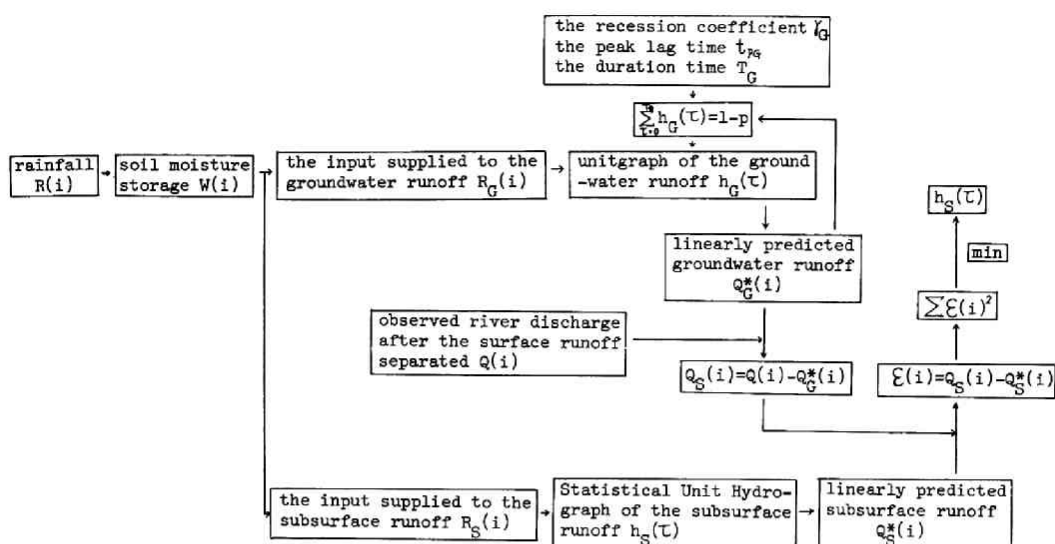


図 4-4 中間流出および地下水流出の統計的単位図算定手順

参 考 文 献

- 1) 石原藤次郎, 高棹琢馬, 池淵周一: 長期間流出解析法に関する 2, 3 の考察, 土木学会論文集に投稿中.
- 2) 角屋 睦: 山地小流域河川の低水解析(1), 京都大学防災研究所年報, 第 9 号, 昭 41. 3.
- 3) B. S. Barnes: The Structure of Discharge - Recession Curves, AGU, Vol. 20, 1939, PP. 721~725.
- 4) 石原安雄, 小葉竹重機: 山腹からの流出観測, 土木学会第 25 回年次学術講演会講演集, II-53, 昭 45. 1. 1.

第 5 章 中間流出の準線形性に対する一考察

前章までに述べてきた統計的単位図法は、その解析の基本として、表面流出は非線形特性が強いとして分離するが、中間流出は十分線形性が成り立つとして、できるだけその流出機構を組み入れて線形化するというものであった。とくに、第 4 章での改良された統計的単位図法は、後述する適用結果からも明らかに、推定流出量が実測流出量と高い合致度を示しており、本方法が日流出量の予測、さらには日流出量資料の補充をも十分可能にするものであり、また解析に必要なパラメータも実測のハイドログラフから求められるので、その実用性もきわめて高いことが理解される。さらに、こうした改良によって統計的単位図のピーク値もかなりその変動巾が小さくなり、その平均操作により流域固有の統計的単位図が定まって、十分実用に供されることも理解される。ただ、予測精度をさらに高めることを望むならば、この統計的単位図のピーク値の変動問題は依然として残っているといわねばならないだろう。しかし、著者はこの問題は線形化の方法に改良を加えるだけでは解決されないと考えている。それはつぎの理由によるからである。すなわち、

1) Wiener-Hopf 方程式が系の最適化の基準として平均 2 乗誤差を採用しているかぎり、これは誤差を強調するあまり、系の応答である統計的単位図を各年で変動させるきらいがある。しかし、他の測度では理論的取り扱いが困難であるので、2 乗平均をとらざるをえない。

2) 3-1.Bでも若干ふれたが、中間流出には A 層に貯留された雨水が水みちへ浸出し、水みちを流下して河道に流入するものと、A 層内を流れて直接河道へ流入するものがある。とくに水みち流出は非線形特性が強く、一般には水みち生起場の存在を無視できないから、中間流出は準線形的取り扱いが必要である。

3) いままでは表面流出は非線形成分であるとして流出予測の対象外にしており、第 4 章では流量規模の大きい部分での推定流出量が実測流出量にまで達しない結果となっている。全流出量を予測していくためには、これらの方法と非線形流出量の予測方法との結合が必要である。

以上の理由から本章では、第 3、4 章での理論展開を基盤として、中間流出の非線形性に若干の考察を加えるとともに、全流出量を予測するための一つの近似法を考える。

5-1 中間流出供給量 $R_g(i)$ とピーク時流出率

著者は第 3、4 章での理論展開を多くの流域に適用した結果、同じ中間流出でも流量規模の大きい部分とそうでない部分とでは、同じ入力に対しても系の応答が若干異なっていることを観察した。すなわち、流量規模の大きい部分では流出が幾分早く、小さい部分では緩慢である。これはとりもなおさず、中間流出に非線形特性があることを意味している。従来、非線形流出の取り扱いに単位図の概念を拡張し、降雨規模によって単位図を変える方法が提案されているが、¹⁾この方法は基準時間が hour である洪水流出には有効であっても、著者が対象とする日単位の長期間流出には、そのままの形で適用することは困難である。

そこで著者は、統計的単位図が各年ともピーク値以外はよく形状が一致しているの、この特徴を温存

し、ピーク値のみの変動因子を抽出することにつとめた。すなわち、中間流出の統計的単位図への入力である中間流出供給量 $R_s(i)$ がどの程度の規模まで、その線形性を保持しているかに注目したのである。その方法をのべると以下のようである。

まず、統計的単位図のピーク値 $h_s(1)$ は $R_s(i)$ とピーク時の流量増加の比で表現される。流量増加は $R_s(i)$ が単独に i 日にある場合は簡単に $Q(i+1) - Q(i)$ で求められるが、 $R_s(i)$ が連続する場合は各 $R_s(i)$ による流量増加は算定しがたい。しかし、この場合にも流量の上昇部においては近似的に $Q(i+1) - Q(i)$ で与えることにすると、結局 $h_s(1)$ は

$$h_s(1) = \frac{\Delta Q(i)}{R_s(i)} = \frac{Q(i+1) - Q(i)}{R_s(i)} \quad (5-1)$$

で近似されよう。したがって、このようにして求めた $h_s(1)$ とそのときの $R_s(i)$ を図示すると、図上にはある一線を描いて分布性状の異なる2つの集合が得られることが予想される。すなわち、ある $R_s(i)$ を境にして、それ以下の部分では $h_s(1)$ が $R_s(i)$ と無関係に同じ値をとり、それ以上では $R_s(i)$ に応じて $h_s(1)$ が異なる形状が得られよう。いま、この両者を境する $R_s(i)$ を R_s^* とすると、この R_s^* が中間流出の線形部と非線形部を分離する基準値となろう。したがって、線形部に対してはいままでの方法によって中間流出の統計的単位図を算定し、非線形部に対しては次節で述べる表面流出と合わせた非線形成分の取り扱いをするのである。ただし、中間流出の統計的単位図を実際に算定するにあたっては、入・出力値をつぎのように与える必要がある。

図5-1は第4章で得られた入力としての(中間流出供給量 $R_s(i)$ + 表面流出供給量 $NL(i)$)系列と、出力としての(実測流出量 $Q(i)$ - 推定地下水流出力量 $Q_G^*(i)$)系列を模式的に示したものである。(a, a')および(c, c')部分が線形部に相当し、(b, b'), (d, d')および(e, e')部分は明らかに非線形成分を含んでいる。したがって、線形部の中間流出の統計的単位図は、(a, a')および(c, c')部分の入・出力値のみ用いて算定しなければならない。ただし、この場合にも対象とする降雨

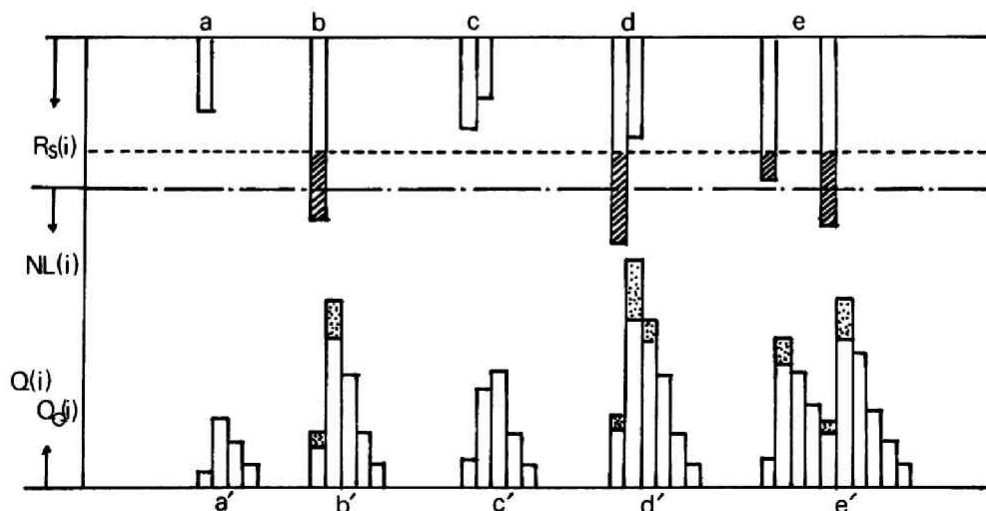


図5-1 非線形入力および出力成分の分離

の前後合わせて10日間に非線形成分をもたらす降雨がある場合、たとえば(e , e')部分では、流出量から非線形成分を実際に分離することが困難であるため、線形部入力系列から除外する必要がある。

5-2 全流出量予測の一手法

本来、全流出量を予測するためには、大出水の場合には洪水流出解析法を、大出水を除いては長期間流出解析法を用い、両者を交互に連続していくべきであろう。なぜなら、解析の基準時間が前者においてはhourであり、後者はdayであるからである。しかし、実際には両者の解析法を結合することは容易でない。そこで著者は、流出現象の表現式としては単純化がすぎても、資料の豊富な日降水量と日平均流出量資料のみを用いて、全流出量が予測できる方法を模索した。

前節5-1で求めた中間流出の線形部に対する統計的単位図を用いると、非線形入力部においても線形部分の中間流出量が推定される。図5-1の点線部はこうして求めた中間流出量を除いた残差量を示しており、これは中間流出の非線形分と表面流出量の総和であると考えられる。図上には対象降雨の当日にも非線形分が出現しており、一日のうちでも雨の降り方によってはこうした場合が当然出現するわけである。しかし日単位の観測資料しか存在しないこと、および統計的単位図の当日の値 $h_s(0)$ と翌日の値 $h_s(1)$ を比較すると、 $h_s(1)$ が絶対的に大きいことを考慮して、誤差はともなうが、対象降雨当日の流出量にあらわれた非線形分を無視することにした。したがって、非線形分に寄与する斜線部の降雨は降雨翌日の流出量のうち点線部分のみを生起せしめると考えたのである。

このように考えると、入・出力値とも非線形分が分離されたことになり、非線形の入力成分 R_{NL} および出力成分 Q_{NL} をそれぞれ縦軸および横軸にプロットすると、一般に図5-2のような関係図が得られることが予想される。著者は、この関係に地表面流量の水位一流量関係²⁾を考慮して、非線形流出に寄与する日降水量 R_{NL} と日平均流出量 Q_{NL} との間に、近似的に

$$Q_{NL} = a \cdot R_{NL}^b \quad (5-2)$$

なる関係があると仮定した。ここに、 a , b は定数であり、 $b \geq 1$ である。

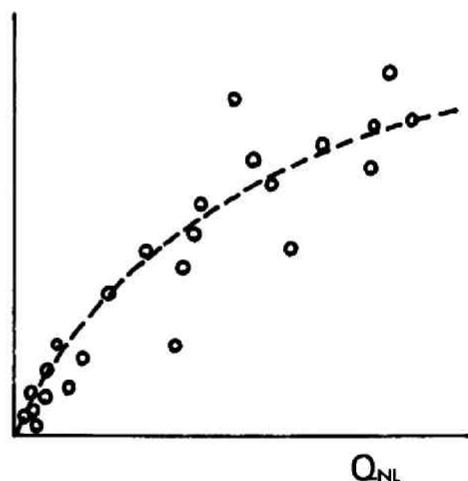


図5-2 非線形の入力成分と出力成分の関係

このように考えると、非線形の入力および出力の間に $Q_{NL} = a \cdot R_{NL}^b$ の関係を仮定し、最小2乗法によってその定数を決定することができる。したがって、この関数式を用いると、第4章で述べた方法によって算定された非線形入力成分に対応する翌日の非線形出力が推定でき、先に求めた線形部の中間流出量にこの非線形流出量を加えることによって、全流出量が予測されることになる。

以上、非線形の入力および出力関係に $Q_{NL} = a \cdot R_{NL}^b$ の関数をあてはめ、非線形流出量を予測する近似法を述べたが、実際計算にあたっては両者の関係がばらつくことも考えられ、非線形流出現象をこうし

た簡単な方法で表現することには問題があるかもしれない。しかし、非線形成分を日単位で把握する以上、こうした近似法をとらなければならないことも事実であろう。

参 考 文 献

- 1) 石原藤次郎，金丸昭治：降雨条件の変動による単位図の変化について，土木学会論文集，第32号，昭31。
- 2) L. F. Huggins and E. J. Monke: A Mathematical Model for Simulating the Hydrologic Response of a Watershed, Water Resources Research, Vol. 4, No. 3, 1968. 6.

第 6 章 由良川流域への適用と考察

本章では前章までの長期間流出系に関する理論展開を実証するために、各理論を由良川流域に適用し、その結果について考察する。

6-1 由良川流域とその概要

A. 流域概況

由良川は三国岳（標高 959 m）にその源を発し、西流して丹波高原を東西に貫き、福知山付近で北折し、由良において日本海に注ぐ流域面積 1,882 km²、流路延長約 140 km の中河川であって、そのうち山地が 89%，平地が 11% の典型的な山地河川である。本研究の対象とする福知山地点までの流域概況図を図 6-1 に示す。

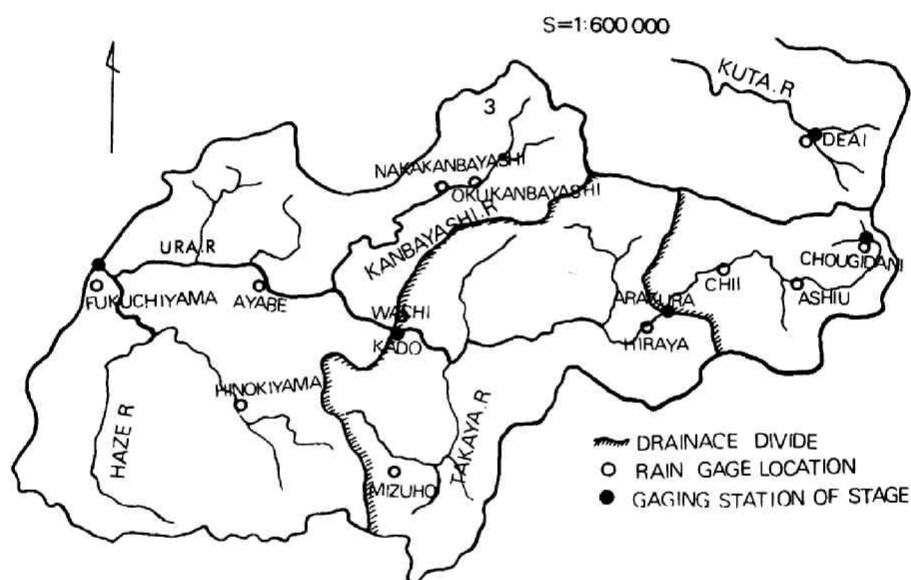


図 6-1 由良川の流域概況図

林相は流域上流部でとくに良好であり、潤葉樹林が過半を占め、格好の水源かん養となっている。中・下流部は上流部に比して相当乱伐されているが、わが国における河川流域の一般的状況からすれば、その林相は良好といえよう。

地質的にみると、上流部の大半は秩父古生層に属し、綾部市上流本川および高屋川沿いに新洪積層および沖積層が介在している。流域北部の東西にかけて三疊紀層が秩父古生層をはさんで二条の帯状に連なり、その間に中生層石灰岩層が点在している。平野の地層は綾部市より河口にいたる間は主として沖積層であり、土師川の本川への合流点付近には旧洪積層の台地がみられる。北部より西部の山地は主として花崗岩地帯である。福知山地点までの地質分布の大略を図 6-2 に示す。

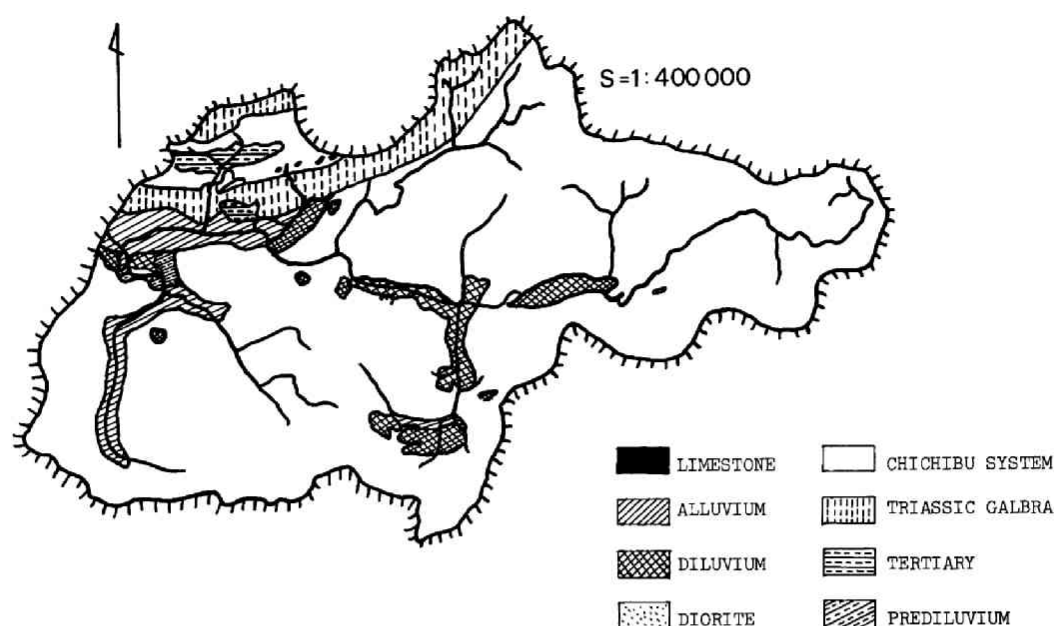


図6-2 由良川流域の地質図

流域の気象は、流域が丹波・丹後の山系に囲まれ、わずかに北西が日本海に面していて、多分に裏日本型気候の特色を示している。冬季は日本海岸に沿って北上する対島暖流の上を北西の風が吹送してくるため、河口付近ではかえって暖湿となっている。中流および上流地域は寒冷で、1月の平均気温は 3°C 以下となる。夏季7月の平均気温は大部分 27°C 以上であり、上流部山間では幾分低くなっている。すなわち、上流・下流山間地域は夏季には暑さがそれほど厳しくないが、冬季には厳寒となる。また中流盆地地帯は寒暑の差が甚だしく、いわゆる盆地気候の特色を示している。風向は一般に南北の風であって、特に北ないし北西の風が大部分を占める。

降水量は河川表流水の重要な供給源であるが、年総降水量は一般的に上流水源山地および下流部に多い。しかし、流域平均年降水量でみると、荒倉流域で $2,200\sim 2,600\text{ mm}$ 、角流域で $1,800\sim 2,200\text{ mm}$ 、福知山流域で $1,600\sim 2,000\text{ mm}$ と下流部へいくほど少なくなっている。図6-3は荒倉・角・福知山流域における年降水量の経年変化を示したものであり、変化の傾向はほぼ同様であるが、上流部ほど多量であることがわかる。また年雨量と同様の資料を用い、流域内各雨量観測点の累年平均月雨量の月変化曲線を作れば図6-4のようになり、月別には6～7月の梅雨期と8～9月の台風期がもっとも多く、この4ヶ月で年総量の約50%を占めている。また降雨を原因別とみると、一般に台風以外の原因による降雨はその継続時間が長く、時間雨量はあまり大きくないのに対して、台風によるものは降雨継続時間が短い上に、時間雨量も大きく、 50 mm 近くになることがある。降雪は1～2月がもっとも多く、上流部芦生地点で 1.5 m 近くにもなるが、12月は比較的少ない。消雪は芦生地点で3月中旬ごろであるが、さらに上流の山間部では4月中旬ごろまで雪が残っているようである。

B. 水文資料

水文資料は場所的な流出形態を考察するために、荒倉（流域面積 150 km^2 ）・角（ 556 km^2 ），および福知山（ $1,157 \text{ km}^2$ ）の3地点のものを選んだ。流出系への入力である各流域の日平均面積降水量は、図6-1に示す芦生・和知・瑞穂・奥上林（以上、京都府管轄）・知井・綾部・福知山・大江・檜山・中上林（以上、京都気象台管轄）雨量観測所の地点雨量から Thiessen 法によって算出した。表6-1には各雨量観測所の支配率が示されている。また出力である平均流量としては、荒倉・角地点については関西電力の、福知山地点については近畿地建福知山工事事務所の観測値を用いた。その他の資料としては、京都大学演習林のある芦生地点での気象観測資料（気温・蒸発皿蒸発量・積雪深など）大野地点での大出水時の時間流量記録および関西電力が観測した長治谷地点の日降水量・日平均流出量資料がある。本研究では自然流域を対象としているので、これら資料は大野ダム完成前の昭和28年～35年のものを主に採用した。なお、以下の計算は京都大型計算機センターのFACOM 230-60によった。

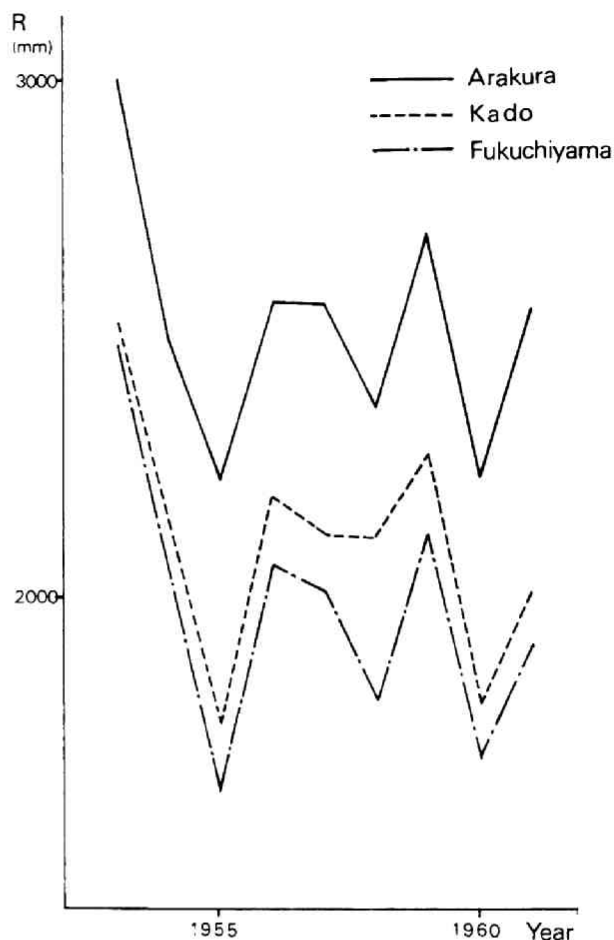


図6-3 年降水量の経年変化

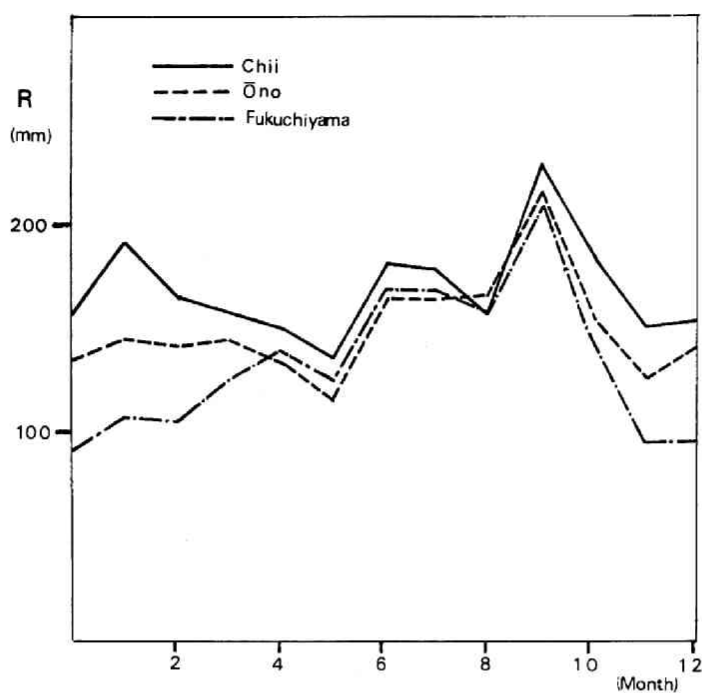


図 6-4 累年平均月雨量の月変化

表 6-1 雨量観測所の支配率

watershed	Arakura	Kado	Fukuchiyama
Rainfall station	Rate of occupation	Rate of occupation	Rate of occupation
Ashu	0.616	0.166	0.080
Chii	0.353	0.144	0.069
Hiraya	0.031	0.218	0.105
Okukanbayashi		0.076	0.109
Nakakanbayashi		0.008	0.053
Wachi		0.205	0.132
Hinokiyama		0.183	0.088
Ayabe			0.134
Mizuho			0.126
Fukuchiyama			0.081
Oe			0.023

6-2 降雨一流出系の状態遷移

A. 流出状態と降水規模

定常な単純マルコフ過程とした流出系の状態遷移確率 $P_i(j)$ は、第2章(2-8)式で与えられる。そのためには、まず流出系の状態および降水規模を定めなければならない。

第2章2-4でも述べたように、各状態は流出量の大きさと与えることにするが、現時点では各状態を与える流出量の物理的階層化が困難であるので、由良川流域への適用にあたっては各降水規模に対する状態間の到達時間を基準にして、表6-2のような流出量範囲で状態を定義することにした。なお適用地点は最上流域の荒倉および下流域の福知山地点であり、エントロピー最大仮説に対する面積効果をも考慮した。また同表の $250 \text{ m}^3/\text{sec}$ および $1,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ は、(3-13)式で与えられる中間流出最大強度 r_a から算定された荒倉および福知山地点での中間流出最大値、 120 mm は同じく(3-12)式で与えられる由良川流域でのA層を飽和させるに要する降雨量である。したがって、解析は5つの降水

表6-2 流出状態と降水規模
(a) Arakura

Runoff state	Daily river discharge (m^3/s)	Rainfall state	daily rainfall (mm/day)
E_1	0 ~ 5	R_1	0 ~ 5
E_2	5 ~ 10	R_2	5 ~ 20
E_3	10 ~ 20	R_3	20 ~ 40
E_4	20 ~ 40	R_4	40 ~ 60
E_5	40 ~ 60	R_5	60 ~ 120
E_6	60 ~ 250		

(b) Fukuchiyama

Runoff state	Daily river discharge (m^3/s)	Rainfall state	daily rainfall (mm/day)
E_1	0 ~ 30	R_1	0 ~ 5
E_2	30 ~ 60	R_2	5 ~ 20
E_3	60 ~ 100		
E_4	100 ~ 200	R_3	20 ~ 40
E_5	200 ~ 500	R_4	40 ~ 60
E_6	500 ~ 1000	R_5	60 ~ 120

規模により、流出系の状態がどのような確率で遷移していくかを把握することになる。

B. 遷移確率の算出結果

表6-3の下段は、荒倉における昭和28年~40年の13年間の日降水量と日平均流出量資料から求めた各状態の遷移確率である。同じく表6-4の下段は、福知山における昭和28年~35年の資料を用

表6-3 遷移確率の理論値と実測値（適用地点：荒倉）

上段：理論値， 下段：実測値

Reinfall state	Runoff state	E ₁	E ₂	E ₃	E ₄	E ₅	E ₆
R ₁	E ₁	0.570 0.991	0.430 0.009				
	E ₂	0.430 0.262	0.570 0.722	0.016			
	E ₃	0.128 0.023	0.302 0.446	0.570 0.525	0.006		
	E ₄	0.058	0.137 0.029	0.805 0.696	0.275		
	E ₅	0.009	0.071 0.050	0.410 0.100	0.510 0.800	0.050	
	E ₆	0.007	0.020	0.268	0.333 0.857	0.372 0.143	
R ₂	E ₁	0.253 0.794	0.747 0.170	0.021	0.008	0.007	
	E ₂	0.085 0.033	0.503 0.833	0.412 0.122	0.012		
	E ₃	0.001	0.155 0.348	0.503 0.530	0.341 0.122		
	E ₄	0.009	0.115	0.373 0.500	0.503 0.458		0.042
	E ₅	0.001	0.103	0.167 0.500	0.226	0.503 0.500	
	E ₆	0.001	0.018	0.118	0.159 0.700	0.704 0.300	
R ₃	E ₁	0.255 0.273	0.314 0.455	0.431 0.236	0.036		
	E ₂	0.053 0.022	0.255 0.267	0.692 0.644	0.067		
	E ₃	0.005	0.094 0.154	0.505 0.577	0.396 0.269		
	E ₄	0.050	0.120	0.325 0.312	0.505 0.688		
	E ₅	0.008	0.035	0.375	0.582 1.000		
	E ₆	0.004	0.034	0.184	0.286 0.250	0.492 0.750	
R ₄	E ₁	0.011 0.050	0.050 0.100	0.274 0.550	0.668 0.150	0.150	
	E ₂		0.027 0.286	0.288 0.143	0.685 0.429	0.142	
	E ₃	0.001	0.015	0.164	0.400 0.917	0.420 0.083	
	E ₄			0.030 0.112	0.150 0.333	0.405 0.222	0.415 0.333
	E ₅			0.024	0.159 0.250	0.406 0.500	0.411 0.250
	E ₆			0.036	0.157	0.401	0.406 1.000
R ₅	E ₁	0.002	0.027	0.115 0.112	0.243 0.222	0.307 0.222	0.306 0.444
	E ₂	0.001	0.027	0.115 0.072	0.243 0.214	0.308 0.214	0.306 0.500
	E ₃	0.001	0.027	0.115	0.243	0.308	0.306
	E ₄	0.001	0.054	0.112 0.125	0.236	0.200 0.299	0.800 0.298
	E ₅	0.001	0.005	0.088	0.186 0.400	0.236	0.484 0.600
	E ₆		0.001	0.089	0.187	0.237 0.143	0.486 0.857

表 6-4 遷移確率の理論値と実測値（適用地点：福知山）

上段：理論値， 下段：実測値

Rainfall state	Runoff state	E ₁	E ₂	E ₃	E ₄	E ₅	E ₆
R ₁	E ₁	0.682 0.967	0.318 0.028	0.003	0.001		
	E ₂	0.318 0.316	0.682 0.659	0.012	0.012		
	E ₃	0.077 0.002	0.241 0.616	0.682 0.377			
	E ₄	0.228 0.108	0.333 0.108	0.439 0.639	0.253		
	E ₅	0.056	0.178	0.233 0.118	0.533 0.714	0.088	
	E ₆	0.028	0.089	0.117	0.266 0.500	0.500	
R ₂	E ₁	0.066 0.663	0.870 0.272	0.036	0.018	0.012	
	E ₂	0.066 0.085	0.294 0.678	0.640 0.203	0.017	0.017	
	E ₃	0.030	0.305 0.267	0.665 0.467	0.267		
	E ₄	0.010	0.102	0.223 0.250	0.665 0.639	0.083	0.028
	E ₅	0.005	0.034	0.074	0.222 0.444	0.665 0.556	
	E ₆	0.002	0.026	0.056	0.166	0.750 1.000	
R ₃	E ₁	0.008 0.179	0.142 0.436	0.850 0.256	0.103	0.026	
	E ₂	0.003 0.000	0.091 0.100	0.300 0.433	0.606 0.400	0.033	0.033
	E ₃	0.000	0.015 0.091	0.091 0.273	0.336 0.545	0.558 0.091	
	E ₄	0.003	0.045	0.149	0.302 0.357	0.501 0.643	
	E ₅	0.001	0.027	0.090	0.332 0.222	0.550 0.778	
	E ₆	0.002	0.020	0.067	0.136 0.333	0.225 0.667	0.550
R ₄	E ₁	0.003	0.039	0.151	0.257 0.400	0.550 0.600	
	E ₂	0.002	0.023 0.286	0.088	0.282 0.286	0.605 0.429	
	E ₃	0.002	0.039	0.151	0.258 1.000	0.550	
	E ₄	0.000	0.023	0.088	0.284 0.375	0.605 0.625	
	E ₅	0.003	0.070	0.145	0.250	0.532 0.625	0.375
	E ₆	0.000	0.010	0.072	0.123	0.263	0.532 1.000
R ₅	E ₁	0.003	0.023	0.155	0.293 0.400	0.526 0.600	
	E ₂	0.002	0.022	0.078	0.147	0.264	0.487 1.000
	E ₃	0.001	0.022	0.078	0.148 1.000	0.264	0.487
	E ₄	0.000	0.022	0.078	0.148	0.265 0.250	0.487 0.750
	E ₅	0.000	0.006	0.044	0.156	0.279 0.333	0.515 0.667
	E ₆	0.000	0.001	0.024	0.160	0.287	0.528

いて計算した遷移確率の実測値である。いずれも遷移確率の定常性を考慮して、各年の5月1日から11月30日までの降雨期を解析期間とした。流出量の大きい状態に大きな降水が加えられる場合、その出現頻度が少ないので、この程度の資料から系の状態遷移を明確に記述することはできないが、つぎのことがこれらの表から理解されよう。すなわち、

1) E_1, E_2, E_3 などの状態にあるときに、 R_1, R_2, R_3 などの降水が加えられても、状態は E_4, E_5, E_6 へ遷移しがたく、その状態を維持するか、それ以下の状態へ遷移しやすい。

2) E_1, E_2, E_3 なる状態にあるときに R_4, R_5 などが加えられると、状態は E_4, E_5, E_6 といった流量の大きな状態に遷移しやすくなる。

3) 一方、 E_4, E_5, E_6 に R_1, R_2, R_3 などが加えられると、状態はその状態を維持しがたく、それ以下の状態へ遷移し、 E_4, E_5, E_6 に R_4, R_5 が加えられると、その状態を維持しつつあるか、それより大きな状態へ遷移しようとする。

表6-5、6-6は荒倉および福知山において、エントロピー最大化法によって遷移確率を算出する場合

表6-5 流出状態間の到達時間 t_{ij} (単位: 日)
(適用地点: 荒倉)

Rainfall state	Runoff state	E_1	E_2	E_3	E_4	E_5	E_6
R_1	E_1	1	1				
	E_2	2	1				
	E_3	3	1	1			
	E_4	5	3	1			
	E_5	8	4	2	1		
	E_6	10	5	2	1	1	
R_2	E_1	2	1				
	E_2	3	1	1			
	E_3	9	3	1	1		
	E_4	7	4	2	1		
	E_5	8	3	2	1	1	
	E_6	10	6	3	2	1	
R_3	E_1	2	1	1			
	E_2	5	2	1			
	E_3	8	3	1	1		
	E_4	5	3	2	1		
	E_5	8	5	2	1		
	E_6	9	5	3	2	1	
R_4	E_1	5	3	2	1		
	E_2	7	4	2	1		
	E_3	8	4	2	1	1	
	E_4	7	5	4	2	1	1
	E_5	11	6	3	2	1	1
	E_6	9	4	3	2	1	1
R_5	E_1	8	5	3	2	1	1
	E_2	9	5	3	2	1	1
	E_3	9	5	3	2	1	1
	E_4	9	4	3	2	1	1
	E_5	12	8	4	3	2	1
	E_6	16	10	4	3	2	1

表 6-6 流出状態間の到達時間 t_{ij} (単位: 日)
(適用地点: 福知山)

Rainfall state	Runoff state	E ₁	E ₂	E ₃	E ₄	E ₅	E ₆
R ₁	E ₁	1	1				
	E ₂	5	1				
	E ₃	10	5	1			
	E ₄	6	3	1			
	E ₅	9	4	2	1		
	E ₆	10	5	3	2	1	
R ₂	E ₁	5	1				
	E ₂	6	3	1			
	E ₃	8	3	1			
	E ₄	9	4	2	1		
	E ₅	8	4	2	1	1	
	E ₆	10	5	3	2	1	
R ₃	E ₁	8	4	1			
	E ₂	9	4	2	1		
	E ₃	12	7	4	2	1	
	E ₄	9	5	3	2	1	
	E ₅	10	6	4	2	1	
	E ₆	9	6	4	3	2	1
R ₄	E ₁	9	5	3	2	1	
	E ₂	10	6	4	2	1	
	E ₃	10	5	3	2	1	
	E ₄	12	6	4	2	1	
	E ₅	9	4	3	2	1	
	E ₆	12	7	4	3	2	1
R ₅	E ₁	9	6	3	2	1	
	E ₂	10	6	4	3	2	1
	E ₃	11	6	4	3	2	1
	E ₄	12	6	4	3	2	1
	E ₅	14	8	5	3	2	1
	E ₆	20	12	6	3	2	1

合の到達時間 t_{ij} を日単位で表わしたものである。計算に際しては各場合を満足するいくつかの資料から t_{ij} を選び、その平均値をとって t_{ij} とした。また各場合を満足する資料が少ない場合は類推によった。

表 6-3, 4 の上段は、これらの t_{ij} を用いて (2-8) 式より求めた遷移確率である。実際の資料から得られた遷移確率 (表 6-3, 4 の下段) と流出系のエントロピー最大仮説から求めた遷移確率 (表 6-3, 4 の上段) を比較すると、以下のことがわかる。

- 1) R₁, R₂ の降水規模に対しては、P₁ (1) および P₂ (2) の実測値と理論値の一致度がきわめて悪い。
- 2) R₄, R₅ になると、P₅ (5), P₆ (6) のごとく流量規模の大きい状態間の遷移確率が十分説明されていない。
- 3) それ以外の部分では、実測値と理論値は全体的によく一致している。
- 4) エントロピー最大仮説は、流域面積の大きいほどその成立の妥当性が高いと考えられるが、荒倉・福知山を比較した限りでは、流域面積の効果が十分反映されているとはいえない。

以上の適用結果は、流出系にエントロピー最大仮説が内包されていることを裏づけるものであり、こうした方法によって流出系の状態遷移の確率的構造がかなりよく説明できることを意味している。同時に、遷移確率 $P_i(j)$ の算定には l_{ij} の値が大きく左右することがわかる。とくに R_1, R_2 に対する $P_1(1), P_1(2)$ の算定には、 l_{ij} の適切な評価をはかっていくとともに、実測流出量資料においても低確率群に該当する流出量資料を除去していく必要がある。また流出量規模の大きい部分に降水規模の大きい R_4, R_5 が加えられる場合、該当する資料が少ないことは l_{ij} の評価を困難にしているが、 E_5, E_6 を合わせて一つの状態と考えていくことも可能であろう。いずれにしても状態数および降水規模数をこれ以上増加させることは、ますます l_{ij} の評価を困難にしていき、類推の入り込む余地を増すことになる。このことは、この状態遷移法によって流況予測をはかっていく場合の大きな限界点といわねばならない。しかし繰り返すように、流出系には最大エントロピーの仮説が内蔵されていることが明らかにされたのであり、こうした物理的法則は今後、ストカステック・モデルを組み立てる際、大いに利用すべきであろう。

6-3 統計的単位図とその算出結果

A. 相関係数

3-1.B で述べたように、Wiener の波・予測理論を長期間流出系に適用するためには、まずその入力である日降水系列 $R(i)$ の定常性を検定しておかなければならない。表 6-7 は一年を冬(12月~2月)、春(3~5月)、夏(6~8月)および秋(9~11月)の4季に分け、各季間内の平均値および標準偏差を求めたものである。ただし、適用例は芦生地点である。各季とも多少のバラツキはあるが、平均値・標準偏差がそれぞれほぼ等しいとみなせる。

1) 自己相関係数: 各季で $R(i)$ の自己相関係数 $\varphi_{RR}(\tau)$ を算定した。この場合、資料数が有限であるので、 $\varphi_{RR}(\tau)$ は次式で算定すべきである。

$$\varphi_{RR}(\tau) = \left\{ \sum_{i=1}^{N-\tau} R(i) \cdot R(i+\tau) - (N-\tau) \bar{R}_1 \cdot \bar{R}_2 \right\} / \sqrt{\sum_{i=1}^{N-\tau} (R(i) - \bar{R}_1)^2 \cdot \sum_{i=\tau+1}^N (R(i) - \bar{R}_2)^2} \quad (6-1)$$

ただし、

$$\left. \begin{aligned} \bar{R}_1 &= \sum_{i=1}^{N-\tau} R(i) / (N-\tau) \\ \bar{R}_2 &= \sum_{i=\tau+1}^N R(i) / (N-\tau) \end{aligned} \right\} \quad (6-2)$$

この $\varphi_{RR}(i)$ を縦軸にとり、横軸に τ をとってつくった図がいわゆるコレログラムであり、時系列 $R(i)$ の周期性や持続性を解析するのに有効である。図 6-5 はその算定結果の一例である。各季とも各年で $\varphi_{RR}(\tau)$ の変化形態が類似しており、 $\tau \geq 1$ で $\varphi_{RR}(\tau)$ のとる値は小さい。しかも、各季間での $\varphi_{RR}(\tau)$ の変化形態の違いは小さい。

以上の結果は、日降水系列 $R(i)$ が広義の定常確率過程から抽出された時系列であり、近似的に $\tau \geq 1$

表 6-7 日降水量の平均値および標準偏差 (適用地点: 芦生)

Season	Winter (Dec. - Feb.)		Spring (Mar. - May)		Summer (Jun. - Aug.)		Fall (Sep. - Nov.)	
Year	M.V	S.D	M.V	S.D	M.V	S.D	M.V	S.D
1956	8.11	12.77	7.29	11.54	8.82	19.16	6.57	12.80
1957	6.59	8.63	7.43	11.57	10.11	19.77	5.30	9.98
1958	6.85	9.84	4.45	7.46	8.11	20.59	7.53	14.68
1959	8.28	12.47	6.33	9.13	10.23	34.85	7.69	28.21
1960	7.77	11.54	5.69	9.08	5.50	13.32	9.58	24.46

M.V = Mean (mm/day)

S.D = Standard deviation (mm/day)

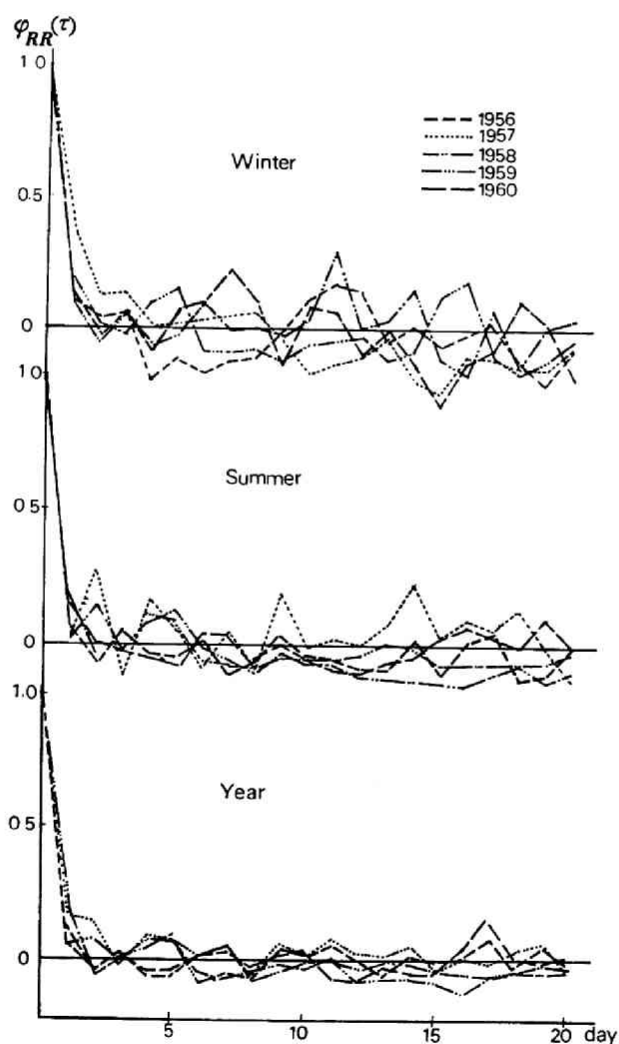


図 6-5 日降水量系列の自己相関係数 (適用地点: 芦生)

では無相関となるランダム変動系列であることを実証している。荒倉・角・福知山地点についても $\phi_{RR}(\tau)$ を求めたが、芦生とほぼ同じ性状が認められた。

つぎに、日平均流出量 $Q(i)$ の自己相関係数 $\phi_{QQ}(\tau)$ を日降水の場合と同様に求めたものが図6-6に示されている。降水のそれよりもある日数の間は相関が認められるが、これは流域の貯留効果を示すものである。その効果は流域面積の増加につれて大きくなると考えられるが、ここで対象とした流域面積間では大きな相違は認められなかった。季節別にみると、夏・秋においては $\phi_{QQ}(\tau)$ のてい減が急であり、冬・春はそれに比べてゆるやかである。また冬・春のてい減は下流域ほど急であり、夏・秋のそれに近づいている。これらは冬・春においては融雪流出が卓越し、その流出が一般には長期にわたり、しかもその傾向が上流域ほど顕著であることを意味している。いずれにしても、流域には貯留効果があり、これが日流出量系列に多量のマルコフ性を与えているわけである。

2) 相互相関係数(または時差相関係数); 日降水系列 $R(i)$ と日平均流出量系列(日流出高系列) $Q(i)$ との相互相関係数 $\phi_{RQ}(\tau)$ は、資料数が有限であることを考慮して、

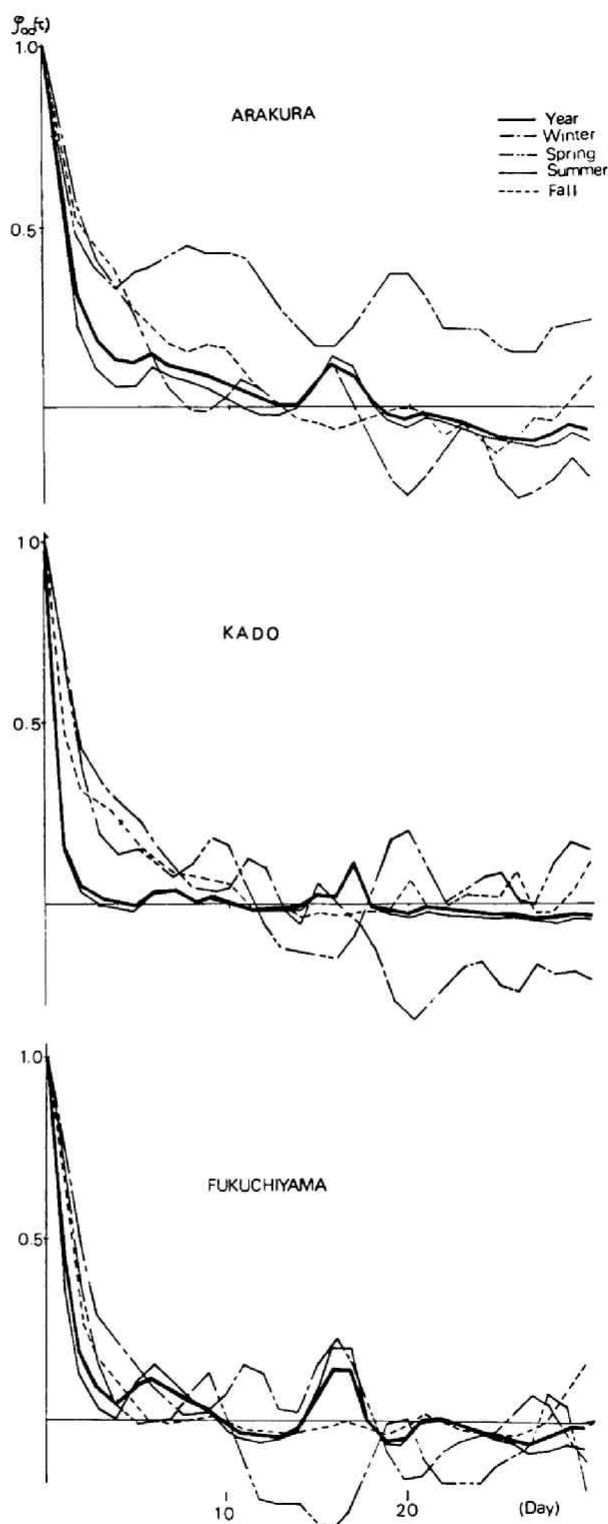


図 6-6 日平均流出量の自己相関係数

$$\varphi_{RQ}(\tau) = \left\{ \sum_{i=1}^{N-\tau} R(i) Q(i+\tau) - (N-\tau) \bar{R}_1 \cdot \bar{Q}_1 \right\} / \sqrt{\sum_{i=1}^{N-\tau} (R(i) - \bar{R}_1)^2 \cdot \sum_{i=\tau+1}^N (Q(i) - \bar{Q}_1)^2} \quad (6-3)$$

$$\bar{R}_1 = \sum_{i=1}^{N-\tau} R(i) / (N-\tau), \quad \bar{Q}_1 = \sum_{i=\tau+1}^N Q(i) / (N-\tau) \quad (6-4)$$

で与えられる。図6-7は荒倉における $\varphi_{RQ}(\tau)$ の算出結果である。降水から流出量への代表的な遅れ時間を表わす τ_m の値は、いずれの季節においても1日となっているが、両系列の対応の度合を示す $\varphi_{RQ}(\tau_m)$ の値でみると、各流域とも夏・秋は両系列の対応が強いのにに対して、冬・春の対応は弱い。また両系列の対応の度合を知る一つの指標として波形ひずみ $\sqrt{\Delta e^2}$ があるが、それは $\varphi_{RQ}(\tau_m)$ を用いて次式で与えられる。

$$\sqrt{\Delta e^2} = \sqrt{2(1 - \varphi_{RQ}(\tau_m))} \quad (6-5)$$

この $\sqrt{\Delta e^2}$ と流域面積との関係は図6-8に示すように、両系列の対応の強弱をさらに明瞭に示している。ただ、流域面積が増大するにつれて $\sqrt{\Delta e^2}$ が大きくなるという特性は顕著ではない。

以上の相互相関解析からつぎのような長期間流出特性を知ることができる。すなわち、冬の降水はほとんど雪であり、ただちに流量になるのではなく、流域に積雪の状態で存在して、気温などの気象因子によって

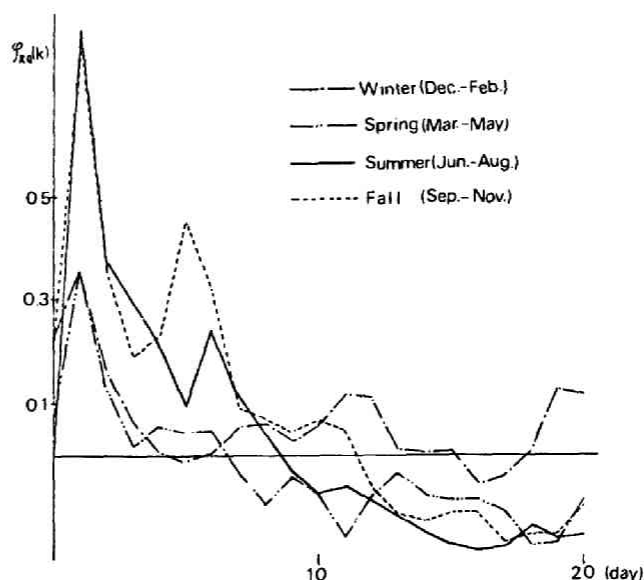


図6-7 降水量と流出量の相互相関係数
(適用地点：荒倉)

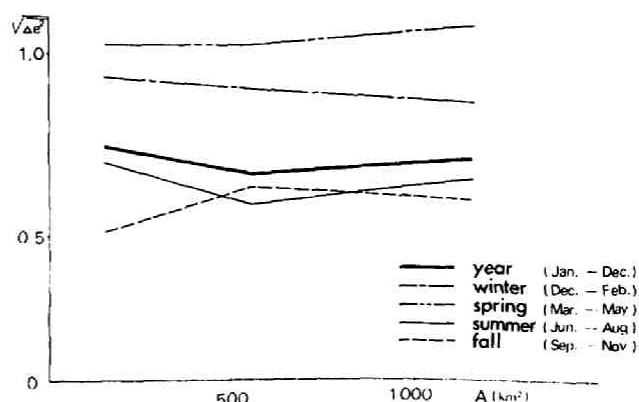


図6-8 波形ひずみ $\sqrt{\Delta e^2}$ と流域面積Aの関係

徐々に融け、あるものは雪層内を流れ、あるものは地下に浸透して貯留される。そして春になると気温の上昇とともに融雪流出となり、降雨も雪層に吸収され流出が長びく。ただ、流域面積が大きくなると、雪線後退の影響が大きくなり、融雪流出だけではなく降雨流出も含まれてくるので、流出はやや急になる。いずれにしても、融雪流出と降雨流出とはかなり違った機構をもっていることがわかる。また、面積的には荒倉・角・福知山流域で $\varphi_{RQ}(\tau)$ の傾向にほとんど差がなく、長期間流出を対象とする場合の基準面積（lumping 可能な面積）は、短期間流出のそれよりもかなり大きくとってよいといえよう。

以上、得られた日降水系列・流出量系列の統計的性状ならびに長期間流出特性を基に、次節では系の定常・線形化をはかって、統計的単位図を求めてみよう。

B. 統計的単位図

統計的単位図 $h(\tau)$ は次式の Wiener-Hopf 方程式の離散的表現を解くことによって得られる。

$$\sum_{k=0}^m h(k) \cdot \Phi_{RR}(\tau - k) = \Phi_{RQ}(\tau) \quad (\tau \geq 0) \quad (6-6)$$

1) 一樣分離法による各季節の統計的単位図； 線形化の基本パラメータであるみかけのA層厚 $r \cdot D$ および中間流出最大強度 r_a は第3章3-2.Aで述べたように、

$$\left. \begin{aligned} rD &\doteq \{e^{\alpha(t_2 - t_1)} - 1\} f_c / \alpha \\ r_a &= \alpha \cdot rD \end{aligned} \right\} \quad (6-7)$$

で与えられる。図6-9は大野地点における中間流出のてい減曲線を示したものである。中間流出のてい減係数 α はほぼ 0.050 hr^{-1} であり、中間流出のてい減流量がだいたい $10 \sim 20 \text{ m}^3/\text{sec}$ 付近で急減することから、この時間が中間流出の終了時刻 t_2 である。こうして得られた α と $t_2 - t_1 \doteq 60$ 時間および過去に石原¹⁾によって求められている最終浸透能 f_c の値 0.27 mm/hr を用いると、(6-

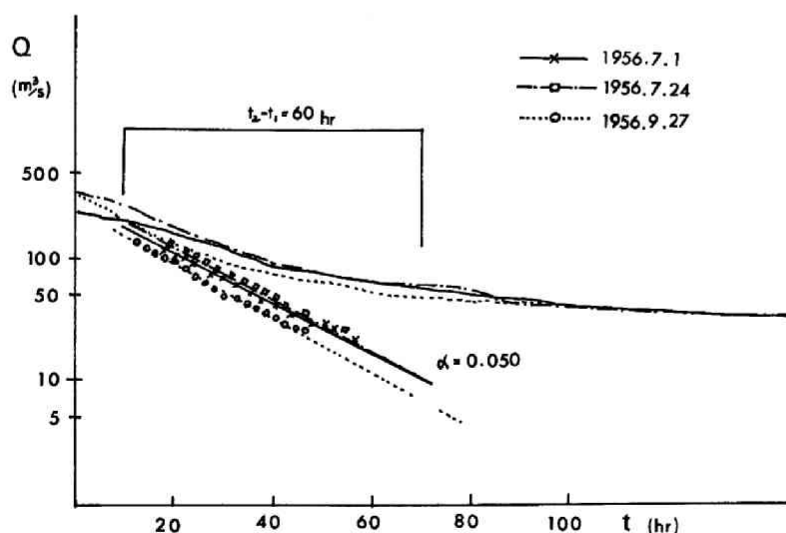


図6-9 大野地点の中間流出てい減曲線

7) 式から $rD = 120 \text{ mm}$, $r_a = 6 \text{ mm/hr}$ が得られる。こうした結果は由良川の他の地点でも実証されており、²⁾ 著者は由良川全流域において $rD = 120 \text{ mm}$, $r_a = 6 \text{ mm/hr}$ を代表値とした。

したがって、一様分離法は日降水系列から 120 mm 以上を、日平均流出量系列からは中間流出の最大値、すなわち 6 mm/hr に流域面積を乗じた値以上を一様に分離することであり、こうした系の線形化の後に (6-6) 式から各季節の統計的単位図を算出した。この場合、降水が流量に影響を及ぼす日数 m の値を 30 日にとった。

図 6-10 はその結果の一例である。他の結果とも合わせて考えると、つぎの諸点が指摘できる。1) 冬の $h(\tau)$ は各流域とも各年異なり、その傾向は上流域ほど顕著である。2) 春においては融雪洪水的な現象があったと思われる年を除けば、 $h(\tau)$ は各年ともかなり一致しており、下流域ほどよく一致している。また、 $h(\tau)$ のてい減は夏・秋に比べてゆるやかである。3) 夏の $h(\tau)$ は各流域ともピーク値を除くと各年でかなりよく一致している。4) 秋も夏同様、ピークを除くと各年でよく一致している。ピーク値は上流域ほど大きくなる。5) 夏の $h(\tau)$ と秋のそれとはよく似た形をしている。6) 年の $h(\tau)$ は各季節を通じての平均的な流出現象を示すものであり、ピーク値を含

めて各年でかなりよく一致している。しかもその形は夏・秋に類似している。7) $\tau \geq 15$ になると $h(\tau)$ が負となるが、これは貯留効果の日数を示すものといえる。

また、 $h(\tau)$ を

$$Q^*(i) = \sum_{k=0}^m h(k) \cdot R(i-k) \quad (6-8)$$

に代入すると、推定流出量が得られるが、この推定流出量と実測流出量とを比較したものが図 6-11 である。他の結果とも合わせて考察するとつぎのようになる。1) 冬・春では両者はあまり一致せず、とく

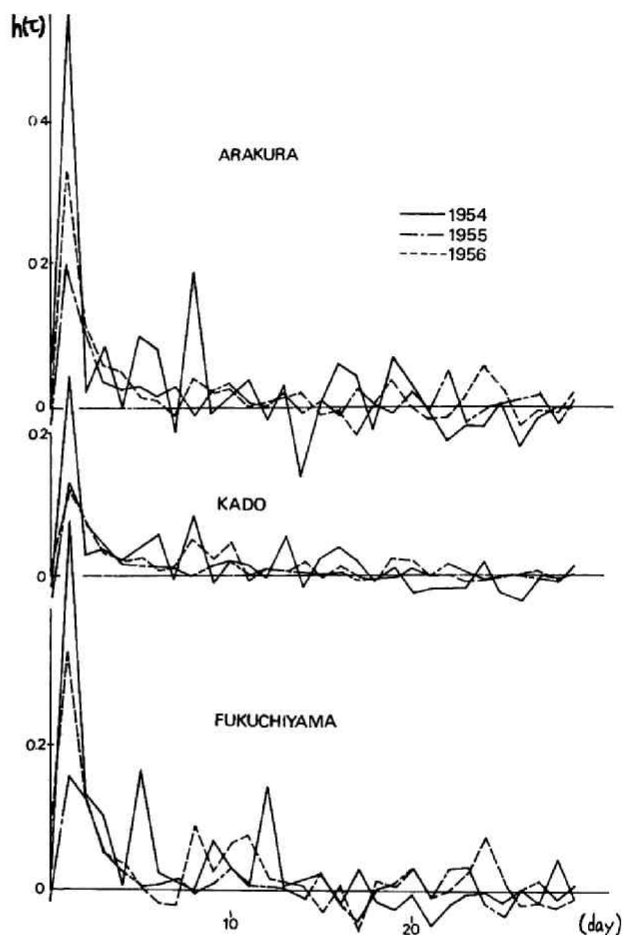


図 6-10 一様分離法による統計的単位図の計算例 (季節: 夏)

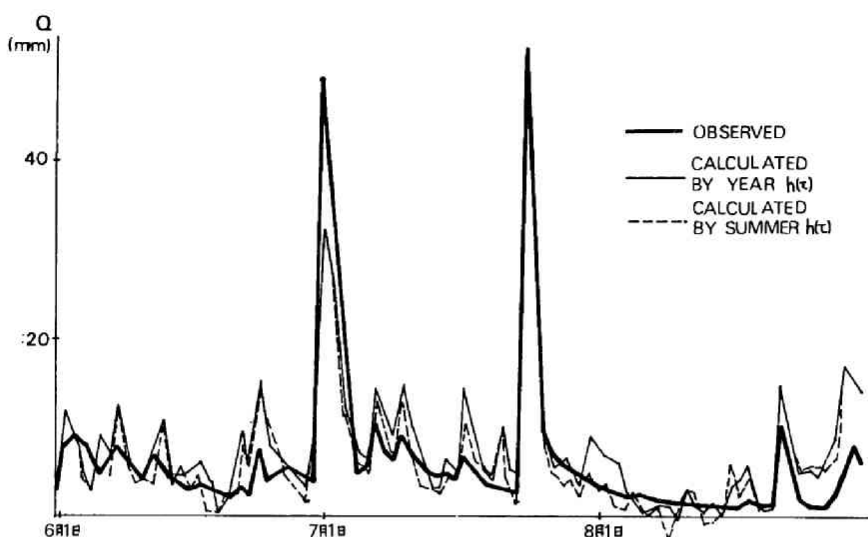


図6-11 実測流出量と推定流出量の比較
(適用地点：荒倉，季節：夏)

に3月はその差が著しい。この傾向は上流域ほど顕著である。2) 夏・秋では出水期で両者の一致が悪い。3) 各季節の $h(t)$ による推定流出量の方が年の $h(t)$ による値よりも実測流出量によく一致している。

以上観察された事実は6-3.A.2)で述べた長期間流出特性をいっそう明確にするものであり、統計的単位図法が長期間流出系の解析・予測法として有効であることを実証している。同時に、一樣分離法による系の定常・線形化に検討すべき点があることをも示唆している。すなわち、1) 冬の流出は融雪であり、春においても上流域では融雪流出が卓越している。したがって、上流域においては冬・春の期間は日融雪量と河川流量の間で $h(t)$ を求める必要がある。2) 夏においては、春の残雪で流域が湿っているうに梅雨期が続くので、流域はかなり湿っており、表面流出生起の可能性が大である。しかも蒸発散による損失量の大きい期間であることを考えると、流域の土湿量を考慮する必要がある。また、下流域では農業用水などの取水があることを考慮すべきであろう。3) 秋においては、夏期の日射で流域はかなり乾いているが、この季節は台風による豪雨が特徴で、台風が来襲するかしないかで流出形態が異なり、しかもそれらは大部分表面流出としての性格をもち、ピーク値にかなり大きな違いをもたらしている。したがって、非線形特性の強いこれらの成分を十分に除く必要がある。4) 前述したところから系の非定常性は明らかであり、系の定常化にあたっては融雪期と夏・秋の降雨期に分けて考えるべきである。5) 降水が流量に影響を及ぼす日数としての m は、この流域では15日が適当であろう。

そこで、以上の点を改良するため、降雨期においては流域の先行条件、すなわち土湿量変化を考慮した方法を、融雪期においては日融雪量を考慮した方法を提案したが、以下ではその結果について考察しよう。

2) 土湿量変化を考慮した降雨期の統計的単位図： この方法の適用にあたってはまず、図3-2の飽和水量 ω_s をはじめとする各水量を与える必要がある。前章3-2.B.b)で述べたように、飽和水量 ω_s はA層厚 D と空隙率 n の積として180 mmを与えると、毛管飽和水量 ω_c が ω_s と $7D$ の差として60

mmとなり、その60%をとると $\omega_a=36$ mmが得られる。したがって、 $\omega_c - \omega_a$ は24 mmとなり、これは一般にいわれている初期損失分の範囲20~40 mmに含まれているので、この決定は妥当と思われる。また、由良川流域では $f_c = 0.27 \text{ mm/hr}$ といわれているので、それを日に換算して、 $f_c = 6.5 \text{ mm/day}$ を用いた。

以上の決定された数値をもとに、流出領域でのてい減係数 α は1)で得られた $\alpha = 0.05 \text{ hr}^{-1}$ を日単位に換算して 1.200 day^{-1} とし、また初期損失量領域でのてい減数 β は土湿量が ω_c に達した後、引き続き無降水が続くと ω_c が蒸発散によって指数関数的に減じ、10日間の無降水で吸着水 ω_a 近くの土湿量になるとして $\beta = 0.05 \text{ day}^{-1}$ を与えた。したがって、線形流出系への入力系列である有効降雨量 $R_e(i)$ が(3-19)、(3-20)および(3-21)式から算出され、これと中間流出の最大値以上を除いた実測の河川流出量とから降雨期の統計的単位図が得られる。この場合の m としては前述の考察からも明らかのように $m=15$ 日を採用する。

図6-12はこのようにして求められた統計的単位図の一例であり、図6-13はその統計的単位図から推定された流出量と実測流出量を比較したものである。初期損失量を考えたので有効な降水日数が少なくなり、そのために各流域ともピーク値は一樣分離法の場合に比べて大きくなっている。角・福知山では、ピーク値の変動はかなり改善されているが、大出水が数度あった1954年は荒倉流域で、とくに $h(t)$ の変動が大きくなっている。推定流出量と実測流出量と

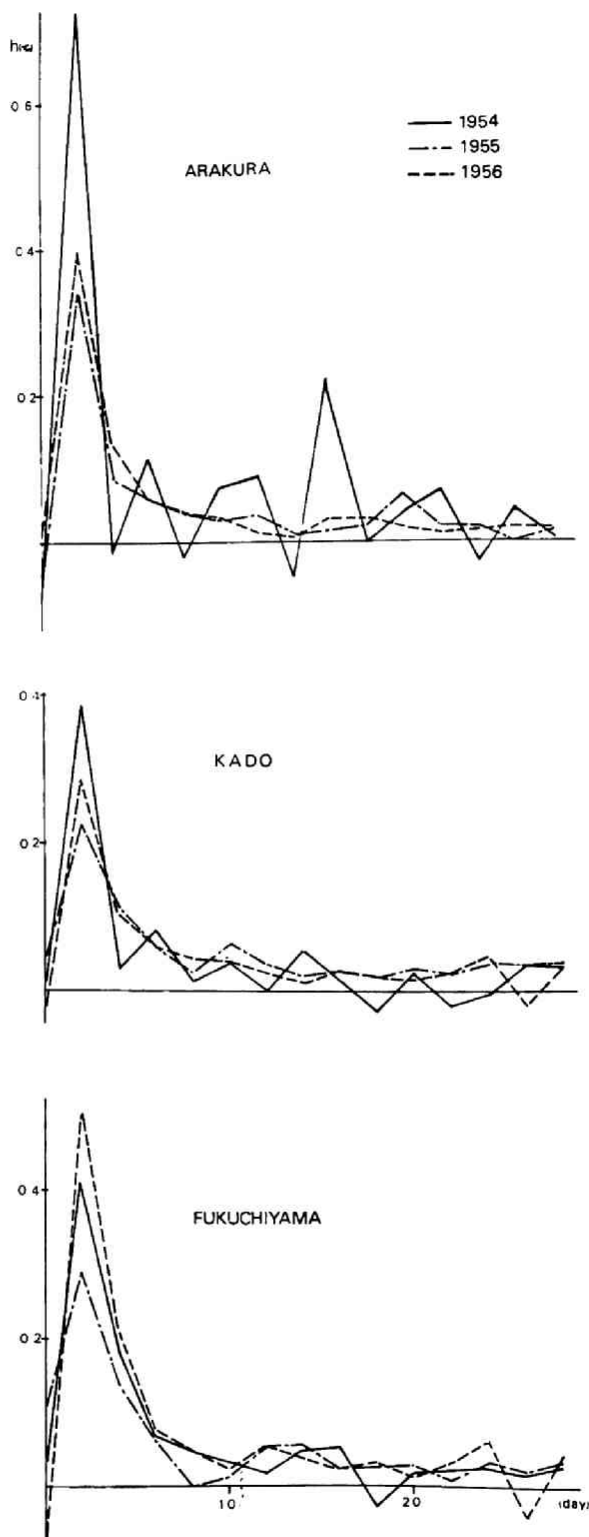


図6-12 土湿量変化を考慮した降雨期の統計的単位図

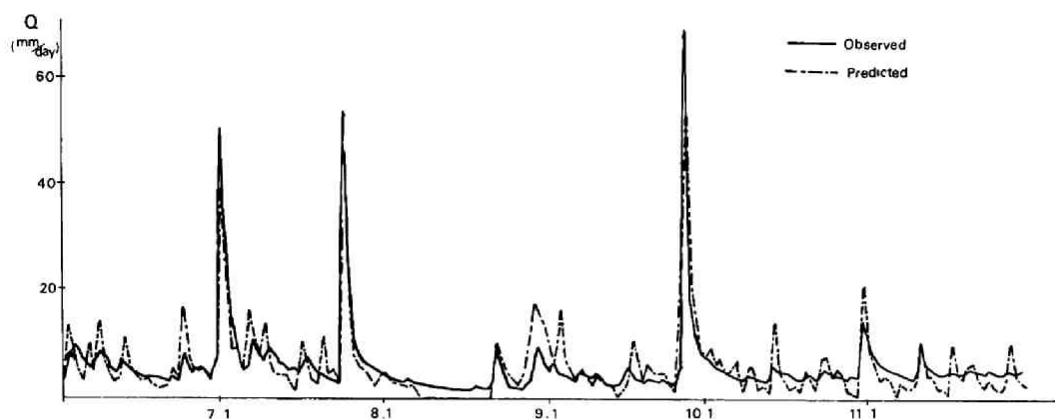


図 6-13 推定流出量と実測流出量の比較
(適用地点：荒倉)

の一致性も一様分離による方法に比べるとよくなっており、とくに 1955、1956 年は各流域ともその一致度は高い。こうした事実は、実際の流出現象における土湿量変化の考慮が有効であったことを実証している。同時に、こうした方法によっても、ピーク値の変動問題は十分改善されてはおらず、また水資源計画への入力情報の予測精度からすれば、さらに低水流量部の予測精度を高めることが必要である。

著者はこうした一連の方法の問題点を以下のように考察した。すなわち、1) 表面流出と中間流出の間における遷移領域の存在：表面流出というのはハイドログラフ上で表面流出が卓越している状態をさすのであり、中間流出がともに存在する。したがって遷移領域は流量の値にして相当広い範囲をとるものと思われ、この遷移領域では流出の非線形現象、線形現象が複雑に介在している。本研究では解析上、中間流出領域と遷移領域の境界を中間流出の最大値 $r_a \cdot A$ で与えたが、実際現象においては遷移領域が $r_a \cdot A$ よりも小さな領域から生起していることも考えられ、単純化の程度が大きすぎる。2) 中間流出および地下水流出の分離：中間流出・地下水流出ともに線形仮定が成り立つが、両者の構造パラメータは異なる。ところが、実際計算においては両者を合わせたものを対象としており、実測流出量と予測流出量の差の 2 乗平均を最適化の基準にとっている以上、統計的単位図は流量規模の大きい中間流出成分に左右されがちである。低水流量部を構成している成分が主に地下水流出成分であることを考えると、中間流出と地下水流出は分離すべきである。3) 蒸発散効果の導入：蒸発散効果は初期損失量領域での土湿量の減少効果にのみ導入されてきたが、土湿量の多い流出領域でも蒸発散効果は大きく、その効果の導入が必要である。

以上の考察結果が第 4 章で述べた改良された統計的単位図法を生み出す基盤となっており、その由良川流域への適用結果を次節で述べる。

3) 流域面積が非常に小さい場合の統計的単位図：由良川流域概況図で示すように、京都府・福井県・滋賀県の県境近くに水源をもつ久多川流域出合地点(流域面積 20 km^2)の統計的単位図を $\alpha=1,200 \text{ day}^{-1}$ 、 $\beta=0.051 \text{ day}^{-1}$ 、 $m=15$ として算出した。資料が 42 年しかないので降雨期間の 6~10 月の間で計算をおこない、日降水記録の欠測は芦生との単純相関分析により補充した。この付近は山腹が急峻であり、林相も良好で、わが国の典型的な山岳上流域である。

図 6-14 に $h(\tau)$ を、図 6-15 に実測流出量と推定流出量の比較を示す。わずかに 1 年間の $h(\tau)$ では現象の完全な記述はできないが、山岳上流域の流出現象の特徴が見出される。すなわち、 $h(\tau)$ は $\tau=0$ でも大きく、 $\tau=1$ で最大値をとると、その後はすみやかに減衰する。これはこうした流域では降雨がその日の流量にも大きく反映し、表面流出・中間流出の流出形態が急激であり、降水の一部は地下水帯に達し、量的には少ないが、ゆるやかに地下水流出をしていることを意味している。また、推定流出量と実測流出量とは 2, 3 の大出水を

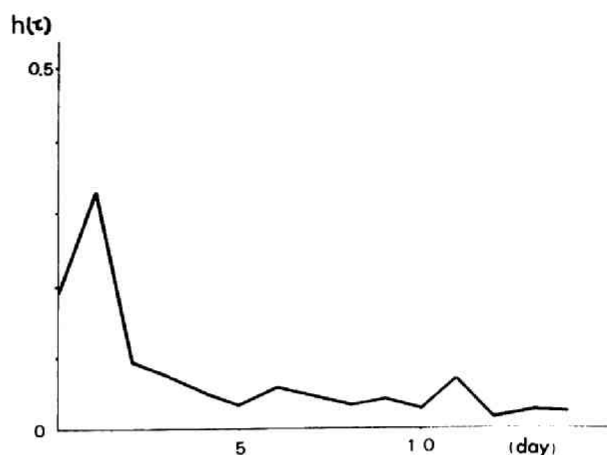


図 6-14 出合地点の統計的単位図

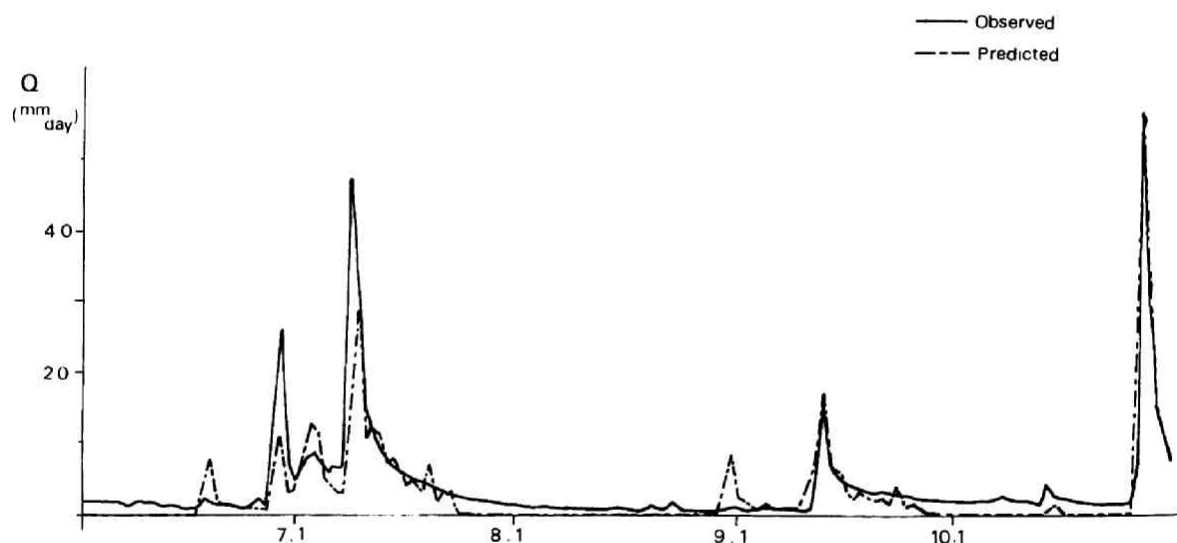


図 6-15 推定流出量と実測流出量の比較
(適用地点：出合)

のぞくとよく一致しており、山岳上流域の長期間流況予測にこうした方法が有効であることを実証している。

4) 融雪期の統計的単位図： 3-2.Cで述べた日融雪量の算出方法を融雪流出の卓越する荒倉流域の1月から4月の期間に適用した。用いた資料は芦生地点の日平均気温 T ・日降雨量 R および積雪深である。

この流域の標高差が約 600 m であることから、流域を表 6-8 のように分割した。芦生地点は標高 h が 400 m であり、ちょうど A_1 の平均標高とみなしうる。したがって、芦生の観測資料を用いて A_2 , A_3 の T , R を (3-27) および (3-28) 式で推定し、各地帯の M_T , M_R を (3-25) 式から

求めると、(3-29)式によって流域の日融雪量 M が算出される。なお、比例定数 C_s としては、多くの実験・観測結果から $4 \sim 6 \text{ mm}/^\circ\text{C}$ といわれているので、ここでは $C_s = 5 \text{ mm}/^\circ\text{C}$ とした。また気温のてい減率 μ としては、一般にいられている $0.6^\circ\text{C}/100 \text{ mm}$ を、降水の増加率 λ とし

ては由良川流域の標高と融雪期の降水量との関係から $1.2 \text{ mm}/100 \text{ m}$ を与えた。積雪水量算定の際必要な雪の密度 ρ は、その月別変化を考慮して、1月： $0.3 \text{ g}/\text{cm}^3$ 、2月： $0.4 \text{ g}/\text{cm}^3$ 、3月： $0.5 \text{ g}/\text{cm}^3$ と仮定した。³⁾ さらに、春先における雪線の後退は現時点では明確でないので、一応 A_1 の消雪後10日間は、 A_2 に融雪に見合うだけの残雪があり、その後10日間は A_3 に残雪があると仮定した。

以上の諸仮定にもとづき、3-2.Cの手順にしたがって日融雪量を求めた。図6-16はこうして求め

表 6-8 荒倉流域の標高による分割

Zone	Elevation (m)	Rate of Occupation (%)
A_1	300~500	32
A_2	500~700	50
A_3	700~900	18

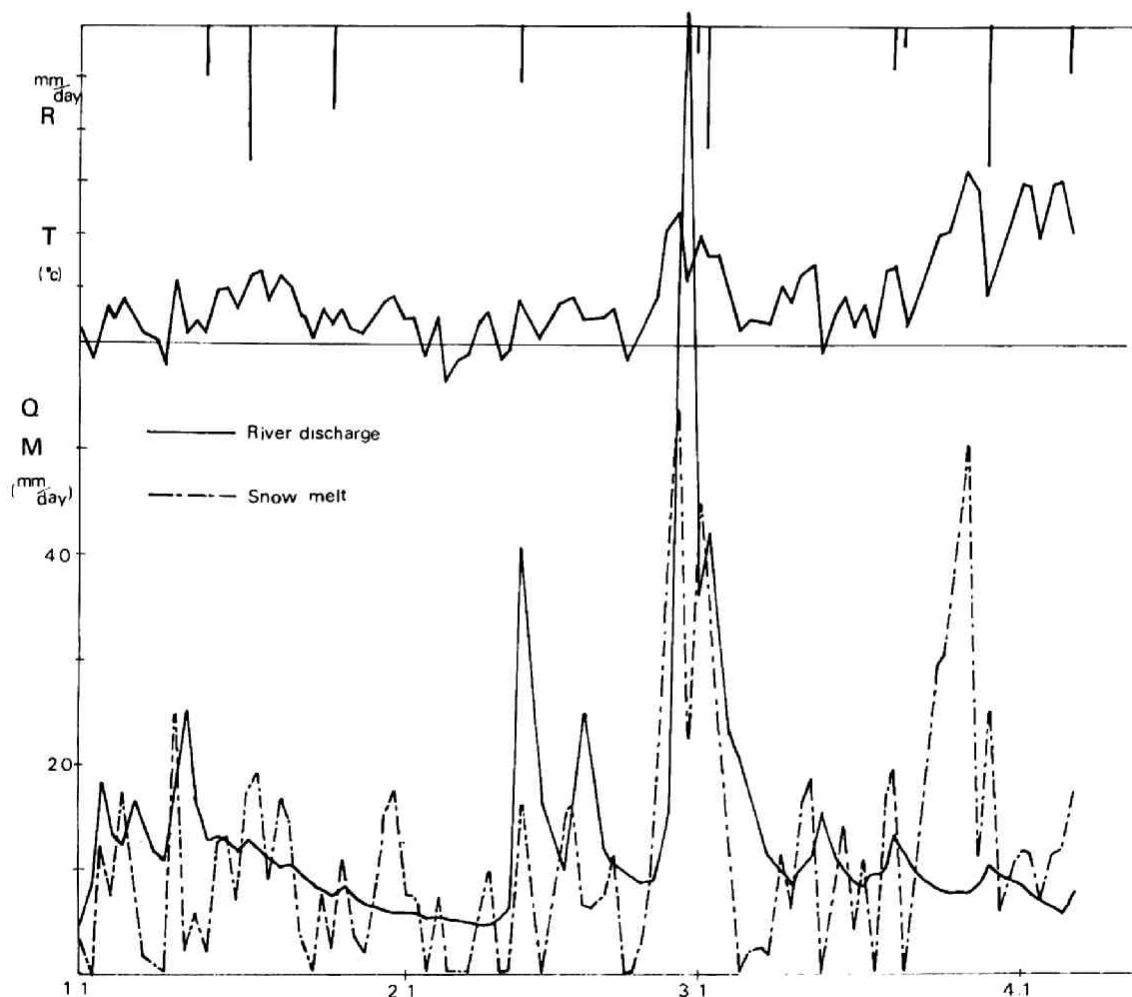


図 6-16 日融雪量と日平均気温・降雨量の関係 (適用地点：荒倉)

た日融雪量を実測流出量・平均気温・降雨量とともに図示したものである。降雨融雪量は厳寒期にはわず
かであるが、3月に入り気温が高くなる
とその量は大きく、融雪量の重要な要素
となる。気温融雪量も3月に入るとその
量は非常に多い。また、日融雪量と実測
流出量を比較すると、融雪量はその日の
流量および翌日の流量に反映する度合が
強いようである。図6-17はこの日融
雪量と実測流出量との間で求めた融雪期
の統計的単位図であり、図6-18はそ
の単位図からの推定流出量と実測流出量
を比較したものである。 $h(\tau)$ は各年でか
なりよく一致しており、降水量と河川流
出量の間で求めた冬・春の結果に比べ
ると、この方法が有効であることがわか
る。また、 $h(\tau)$ の形状は融雪流出の特性を
よく表わしている。すなわち融雪量はそ

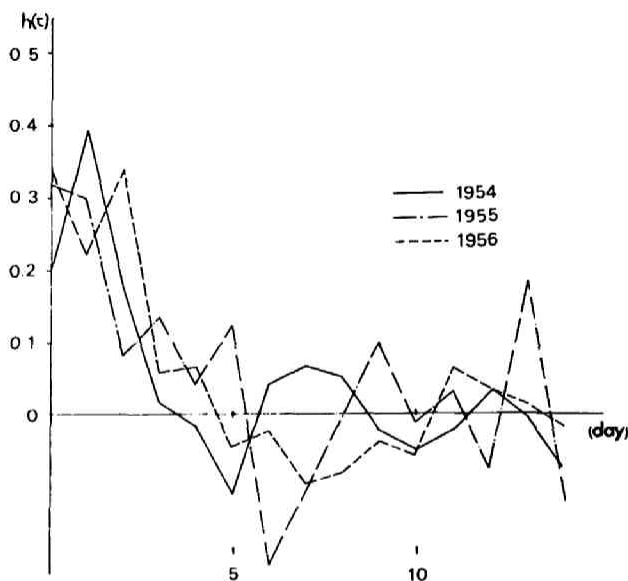


図6-17 融雪期の統計的単位図（適用地点：荒倉）

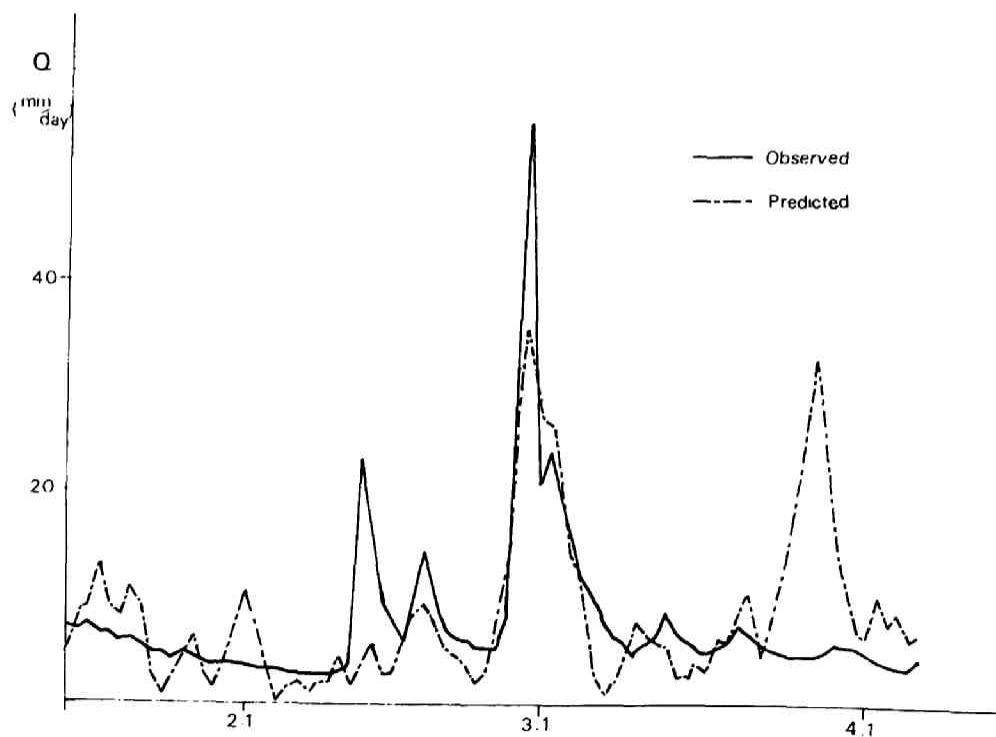


図6-18 推定流出量と実測流出量の比較（融雪期）
（適用地点：荒倉）

日の流出量にもかなり反映するが、翌日もっとも多く流出し、以後はゆるやかに流出して長期にわたる。しかも、ピーク値は降雨流出に比べて小さく、1日以内に降水の大部分が流出する降雨流出とかなり違った流出特性をもつことがわかる。

また、降水量と流出量の間で求めた統計的単位図による推定流出量と比較すると、一概に融雪期の $h(\tau)$ による推定流出量が実測流出量によく一致しているとはいいがたいが、流出量の大きな範囲までの一致度をみれば、2、3の大出水を除いて両者はよく一致しており、融雪期の流況予測、欠測流量の補充に十分供される。しかし、融雪洪水的な現象、3月中旬以降の降雨まじりの複雑な融雪現象の解明には、さらに融雪量の評価を研究し、融雪洪水の非線形性を十分考察していかなければならない。

本研究ではこれ以上、融雪現象を追求しないが、今後の観測、測定技術の発展、理論展開の進展が、こうした現象の解析方法を以外に早く確立してくれるだろう。

5) 統計的単位図の簡易推算法； いままでに述べてきた統計的単位図 $h(\tau)$ は(3-9)式の m 元連立一次方程式を電子計算機を利用して求めたものである。

ところが、現状ではつねに電子計算機が利用できるとはかぎらないので、実用的な簡便法が必要である。この簡易推算法についてはすでに3-2.Dで説明したので、ここではその適用例を示そう。

図6-19はFACOM230-60による数値解と簡易推算法による結果とを比較したものである。降雨期においては両者はかなり一致しており、入力系列である有効降雨量が近似的に無自己相関係数とみなせる場合には、こうした簡便法によっても統計的単位図が容易に算出できることがわかる。ただ、融雪期においては、入力である日融雪量がその自己相関係数からみても無自己相関とはみなしがたく、この方法は適用しがたいようである。

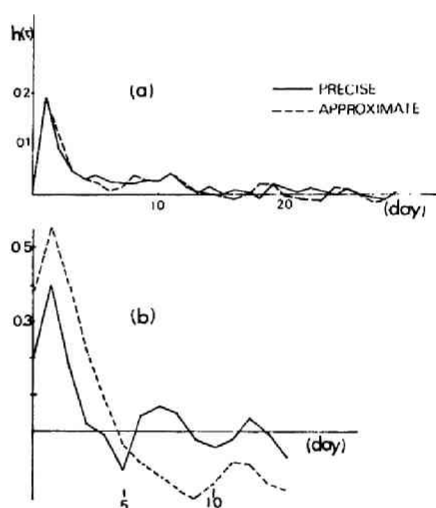


図6-19 統計的単位図の数値解と簡易解
(a)降雨期 (b)融雪期

6-4 改良された統計的単位図法

本節では第5章で述べた方法を由良川流域の荒倉・角および福知山地点の降雨期に適用し、その結果について考察する。

A. 地下水流出成分および中間流出成分への降雨の供給量

この方法の適用にあたっては、図3-2の飽和水量 ω_s をはじめとする各水量を与える必要があるが、すでに6-3.Aで決定されているので、それらの数値をもとに以下のように与えた。

まず流出領域でのてい減係数 α は同じく 1.200 day^{-1} とし、また蒸発散量が算定されない場合の初期損失量領域におけるてい減係数 β は、前節では ω_c が10日の無降雨で ω_a になるとしたが、これでは若干日数が短いとされるので、20日間の無降雨で ω_a になるとして $\beta = 0.026 \text{ day}^{-1}$ を与えた。一方、日蒸発散量 $e_v(i)$ の算定は荒倉地点にのみ適用したが、それは蒸発皿蒸発量が芦生地点でのみ観測され

ているからであり、その値を荒倉以外の地点に適用すると誤差が大きいと考えたからである。

図6-20はこれらの定数を用い、日蒸発散量を導入した(4-3)および(4-4)式から算定された中間流出成分および地下水流出成分への降雨の供給量分布の一例を示したものである。地下水流出成分への供給量の最大値は、最終浸透能 $f_c = 6.5 \text{ mm/day}$ であり、流域に降った雨が初期損失分に費せられると、その残部は貯留され、中間流出成分および地下水流出成分へ供給されていきその時間的配分がうまく表現されている。

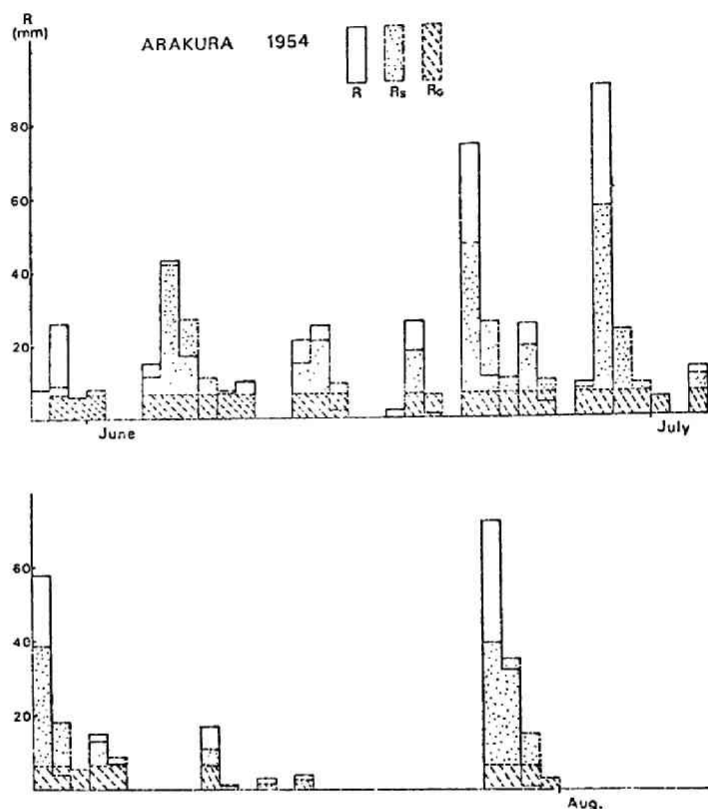


図6-20 中間流出および地下水流出成分への降雨の供給量分布

B. 地下水流出量の分離

まず、地下水流出の単位図を構成するパラメータを決定しよう。図6-21は地下水流出のてい減部を片対数紙上にプロットしたものであり、その傾きから各地点のてい減係数を求めると、荒倉： 0.572 day^{-1} 、角： 0.556 day^{-1} 、福知山： 0.497 day^{-1} となる。つぎに、継続時間 T_G としては、地下水流出の

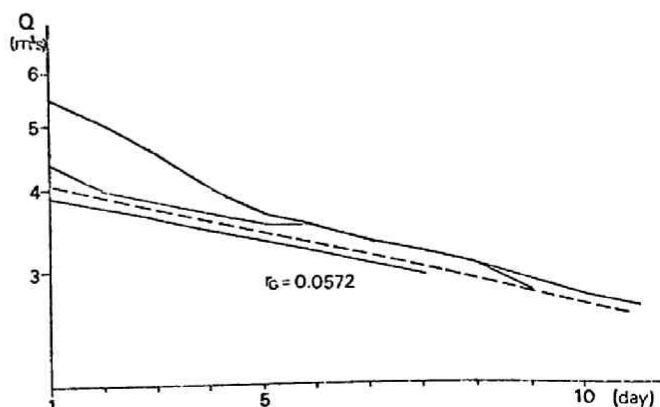


図6-21 地下水流出のてい減曲線(適用地点:荒倉)

storm type および seasonal type の継続を考慮して $T_G=50$ 日を与え、ピーク生起時刻 t_{PG} は 1 日とした。最後に、流出率 p は荒倉では山岳上流域であることからほとんど 1 に等しいと予想され、実際に $p=1.0$ とすると、図 6-22 のように低水部の実測値と推定値とはよく一致している。しかし、角・福知山地点では平地部を含んでいるので、流出率は 1 よりも小さいと考えられ、実際に最適な流出率を求め

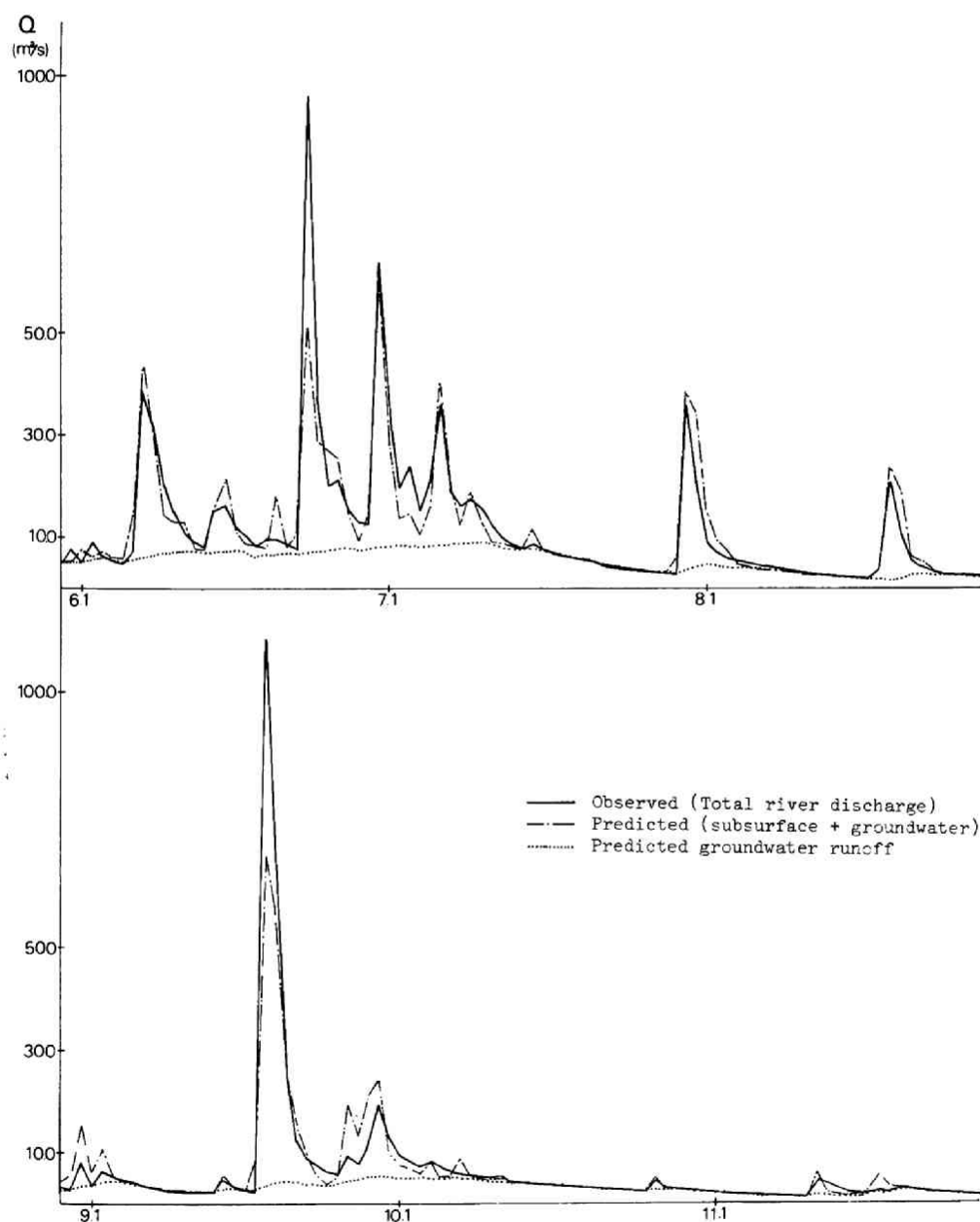


図 6-22 改良された統計的単位図による推定流出量と実測流出量の比較
(適用地点：荒倉)

ると、角：0.8，福知山：0.9が得られた。角の流出率が福知山のそれよりも小さいのは、地形特性に負うところが大きく、角での伏流水が福知山で流出するものと思われる。

以上のパラメータが決定されると、各地点での地下水流出の単位図が図6-23のごとく求まり、これとすでに図6-20で与えられている地下水流出への供給量 $R_G(i)$ とから、地下水流出量 $Q_G^*(i)$ が算出され、その一例が図6-22に示されている。流出量が非常に大きいときには、地下水流出の割合は幾分小さいようであるが、低水部ではその一致度が非常に高く、こうした方法による低水流出量の予測がきわめて良好であることが実証されたといえよう。

C. 中間流出の統計的単位図

Bで地下水流出量が分離されたので、さらに表面流出量を除去すると、中間流出量が得られる。4-3で述べた表面流出量の分離方法では、土湿量の日減少量の最大値 DS_{max} が分離の基準となるが、(4-11)式から求めると $DS_{max} \div 80 \text{ mm}$ となる。この DS_{max} を一様に分離して算定した中間流出の統計的単位図では、ピーク値が大きく変動する結果となったので、4-3で述べた修正をほ

どこすと図6-24に示すような中間流出の統計的単位図が得られた。また、これらの統計的単位図から推定された流出量を先に求めた地下水流出量に加えて、実測流出量と比較したものが図6-22に示されている。統計的単位図は各年でピーク値および全体の形がともになりによく一致しており、しかも推定流出量は大出水を除くと実測流出量にきわめてよく一致している。

つぎに、日蒸発散量が無視できるとして、さきに求めた α 、 β を用いて中間流出の統計的単位図を求めると、前掲図6-23のようになる。各流域とも、各年でピーク値および全体の形ともよく一致している。ただ福知山の1955年の統計的単位図は、他の年に比べるとピーク値が小さく、後述するF値もきわめ

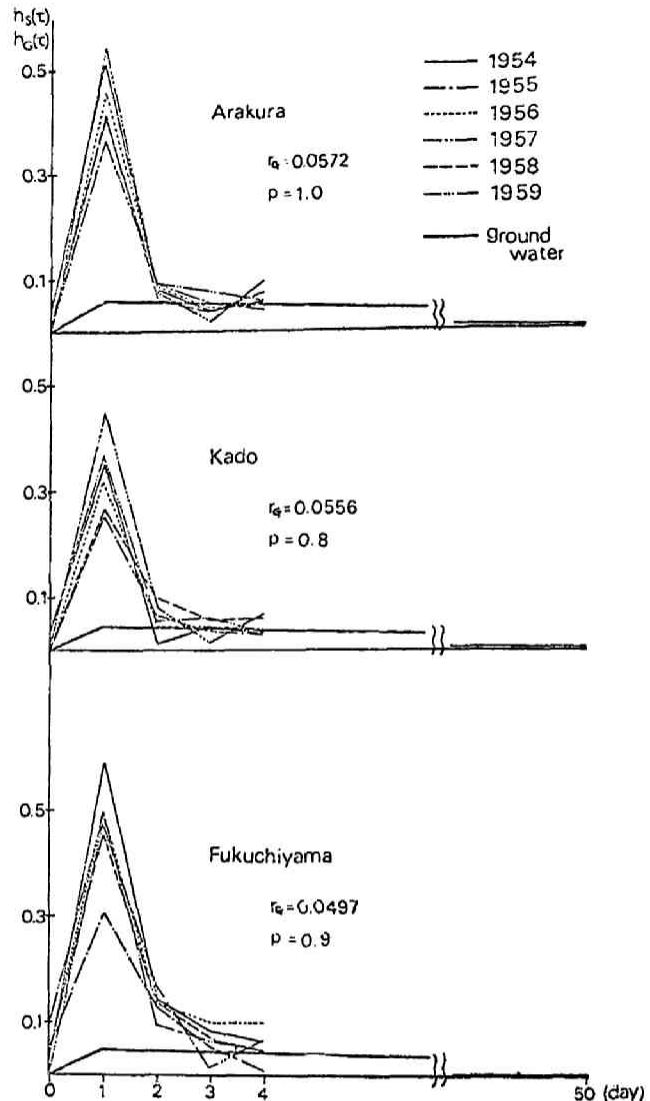


図6-23 地下水流出の単位図と蒸発散効果を見ない場合の中間流出の統計的単位図

て大きくなっている。この年を除くと、最下流域の福知山がもっとも安定した単位図を示しており、しかも $h_s(2)$ が他の地点に比べて大きく、流域面積が大きくなるにつれて貯留効果が大きくなって、流出形態が安定していくことが実証されている。さらに、これらの統計的単位図から推定される流出量を実測流出量と比較したが、地下水流出の推定流出量が蒸発散の多い8、9月では実測流出量よりやや大きくなり、その他の月ではやや小さく現われ、日蒸発散量 $e_p(i)$ の算定を無視すると、精度的にやや悪くなることが実証された。しかし、その精度の低下も、後述のF値でみるように大きなものではない。

以上の結果および考察は、長期間流出特性とその解析・予測に対して、本研究での改良された統計的単位図法、すなわち地下水流出および中間流出の分離方法が有効であることを実証したといえよう。ただ、中間流出は流量規模によって異なる特性を示すようであり、流量が大きいときは流出が早く、小さいときは緩慢であり、流出の非線形性が認められること、また、大出水時にはこうした方法によって推定された流出量と実測流出量とはいくぶん差があり、全流出量を予測していくためには、さらに表面流出を含めた非線形流出成分の予測法をも組み立てる必要があることがわかった。

こうした問題解決の一手法を第5章で述べたのであり、その適用結果は次節で述べる。しかし、繰り返すように改良された統計的単位図法では、ピーク値の変動も平均操作によってほとんど解消でき、また予測精度も後述するF値から総合して0.10～0.20の範囲にあり、十分流況予測に供されることを強調しておこう。

6-5 中間流出の非線形予測

図6-25は前章5-1で述べた方法を荒倉地点に適用したものである。横軸に中間流出供給量 R_s を、縦軸にピーク時流出率をとっている。ばらつきはあるが、45～50 mm/day を境にして、それ以下ではピーク時流出率の R_s に対する変動が小さい。すなわち、中間流出の線形部分と非線形部分を境する R_s^* は45～50 mm/day とみなしてよさそう。そこで、 $R_s^* = 50 \text{ mm/day}$ として中間流出の線形部に対する統計的単位図を求めたものが図6-26である。ピーク値は若干小さくなるが、統計的単位図の形状は各年で安定しており、中間流出のてい減がよく表現されている。

つぎに、これらの統計的単位図によって中間流出の線形部の流出量を推定し、図5-1の方法によって非線形出力成分を求めると図6-27のようになる。入力が増加によって出力が増加する傾向は読みとれるが、ばらつきが大きく両者の間に明確な関数関係を見出すことは困難である。

これらの原因としてはつぎのことが考えられよう。すなわち、

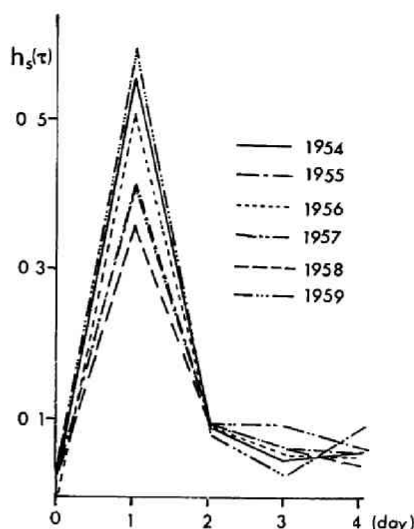


図6-24 蒸発散効果を導入した場合の中間流出の統計的単位図
(適用地点：荒倉)

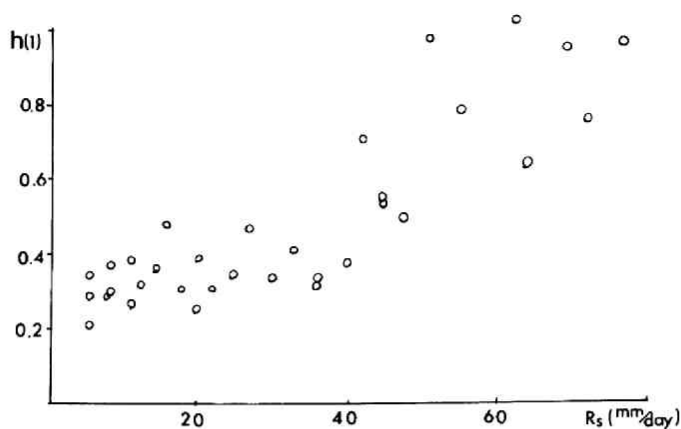


図6-25 中間流出供給量とピーク時流出率
(適用地点: 荒倉)

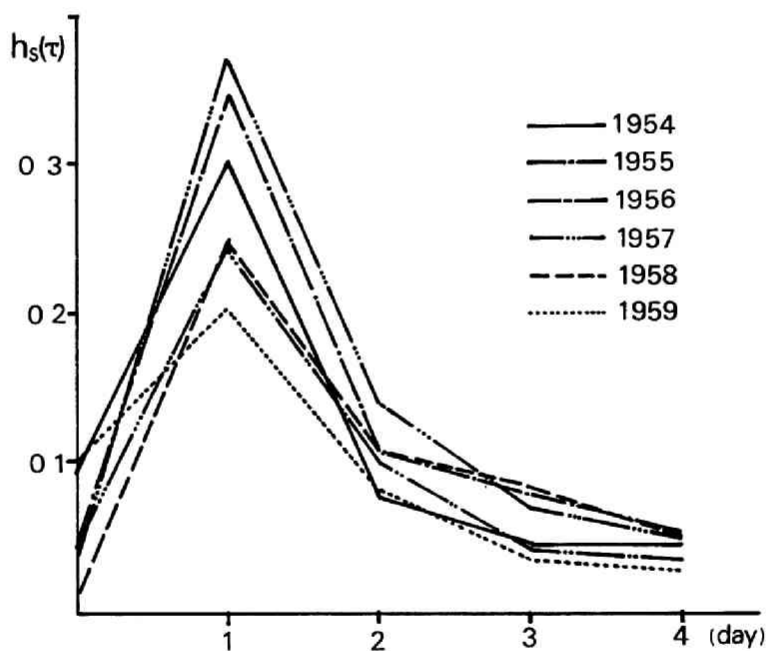


図6-26 中間流出の線形部に対する統計的単位図
(適用地点: 荒倉)

1) 洪水流出は降雨分布に左右され、その反応が敏感である。日単位で把握する以上、一日内の降雨分布は問題とせず、その総量である日降水量を入力とするので、洪水流出が十分評価されない。

2) 表面流出生起の頻度は本来、少ないものであり、相当するプロット数が少ないので、関数を見出すまでにいたっていない。

こうした問題を解決する方法は、もちろん時間単位で非線形流出現象を把握することであり、従来から

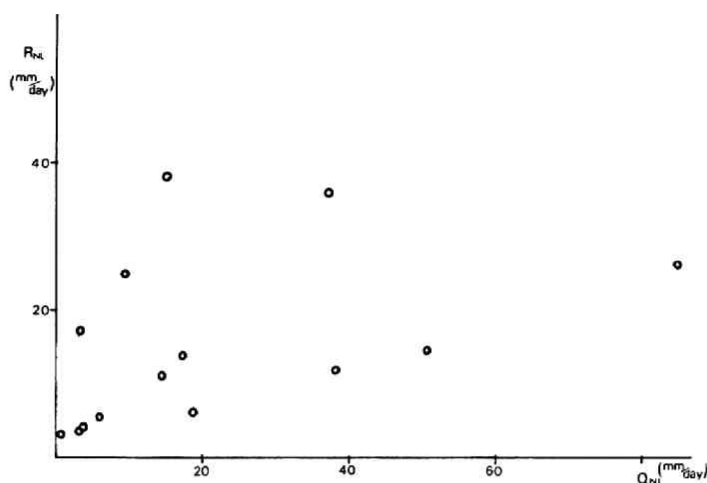


図6-27 非線形の入力成分および出力成分の関係
(適用地点：荒倉)

提案されている洪水流出解析法と長期間流出系を表現する統計的単位図法を結合することであるが、近似的にもこうした非線形予測法によって全流出量を予測しようとするならば、さらに多年の資料を用意してみる必要もある。いずれにしても、本研究で提案した非線形予測法は、非線形流出現象の表現に単純化の程度がすぎたようであり、今後、十分検討されるべきであろう。

6-6 解析方法の比較・検討

最後に、第3、4章で述べた各種の方法による予測精度を比較・検討するために、推定流出量と実測流出量の一致度をつぎの評価基準Fで示すことにしよう。

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N (Q(i) - Q^*(i))^2}{\sum_{i=1}^N Q(i)^2} \quad (6-9)$$

ここに、 N は対象期間の日数であり、 $Q(i)$ は表面流出分を除いた実測流出量、 $Q^*(i)$ は統計的単位図から推定された流出量である。

なお、評価基準としては、以上のほかに実測値と推定値との間の相関係数、両者の比の対数平方和、両者の累加曲線などが考えられるが、それぞれに長短があつて、どの基準が最適かは使用目的により異なる。著者は実測値・推定値の一致度は視覚に訴えるのが現在のところもっともいいのではないかと考えるが、この評価法は主観に左右されがちだという欠点がある。そこで本研究では、Wienerの最適化基準が2乗平均をとっていること、大規模流出量の一致もかなり重視すること、百分率表示できることを考え、(6-9)式の評価基準を採用した。

表6-9は各方法のF値を示したものであるが、6-3、6-4で予測精度について指摘した点が一層容易に理解できる。すなわち、これらのF値から総合すると、つぎのようになる。

- 1) 年間を通じての平均的な $n(r)$ によるよりも、各季節に分割して把握する方が予測精度は高い。

表 6-9 予測精度の基準値 F の値

Watershed	Year	Winter		Spring		Summer			Fall	Annual	
		A	B	A	A	C	D	E	A	A	A
Arakura	1954	0.329	0.413	0.158	0.285	0.200	0.073	0.063	0.145	0.413	
	1955	0.450	0.348	0.081	0.133	0.084	0.097	0.085	0.091	0.512	
	1956	0.233	0.324	0.225	0.111	0.136	0.073	0.067	0.193	0.728	
	1957						0.057	0.074			
	1958						0.098	0.089			
	1959						0.108	0.096			
Kado	1954	0.188		0.084	0.120	0.100	0.109		0.048	0.189	
	1955	0.286		0.046	0.111	0.131	0.119		0.111	0.658	
	1956	0.069		0.155	0.253	0.114	0.080		0.079	0.610	
	1957						0.091				
	1958						0.150				
	1959						0.108				
Fukuchiyama	1954	0.254		0.205	0.133	0.073	0.062		0.050	0.994	
	1955	0.216		0.126	0.138	0.201	0.234		0.193	0.762	
	1956	0.079		0.145	0.120	0.093	0.080		0.076	0.686	
	1957						0.060				
	1958						0.117				
	1959						0.181				

A : by the uniform separation method (3-2.A)

B : by the daily snowmelt water (3-2.C)

C : by the variation of soil moisture content (3-2.B)

D : by the separation method of the subsurface and groundwater runoff. (not introduced E(i))

E : by the method considering the effect of evapotranspiration (introduced E(i))

2) 降雨期においては土湿量を考慮した方法、融雪流出の卓越する流域および期間においては融雪期の統計的単位図法が一様分離法よりも有効である。

3) さらに、降雨期においては、中間流出と地下水流出を分離する、いわゆる改良された統計的単位図法が一層有効である。

4) 改良された統計的単位図法のうちでも、蒸発散を考慮した方法が予測精度が高い。しかし、その予測精度の向上はあまり大きくない。

以上、第3、4章の理論展開の結果を由良川流域に適用したが、これらの適用結果から統計的単位図法が長期間流出系の場所的・時間的な流出形態の量的把握にきわめて有効であることがわかった。しかも、統計的単位図のピーク値の安定性およびこれら統計的単位図による推定流出量と実測流出量の一致性から考えると、改良された統計的単位図法がもっとも有効であることもわかった。こうした方法の有効性をさらに実証するために、次章では淀川流域とくに木津川流域および桂川流域を対象として考察を進める。淀川流域は非常に広い面積をもち、京都・大阪という大都市を含んでいるので、今後の水資源計画に、非常に重要な流域となるからである。

参 考 文 献

- 1) 石原藤次郎, 田中要三, 金丸昭治: わが国における単位図の特性について, 土木学会誌, 第41巻, 第3号, 昭31.
- 2) 石原藤次郎, 石原安雄, 高棹琢馬, 頼 千 元: 由良川の出水特性に関する研究, 京都大学防災研究所年報創立10年記念号, 昭37.3.

- 3) 小田代弘, 山口 甲: 石狩川の融雪出水(第1報), 北海道開発局石狩川開発建設部, 昭41.3.
- 4) 水資源の循環機構に関する調査報告, 科学技術庁資源調査会報告, 第47号, 昭44.1.

第 7 章 木津川・桂川流域への適用と考察

本章では、淀川の支川である木津川および桂川流域へ主に第 4 章での改良された統計的単位図法を適用し、その結果について考察する。

7-1 流域概要

A. 大津川・桂川流域の概況

木津川上流域は、高見山脈南部の山岳地帯から名張盆地を経て北に流れる名張川と、高見山脈北部の西斜面と鈴鹿山脈南部の南斜面の水を集め、上野盆地を経て西に流れる伊賀川の二大支川に分かれる。木津川はこのように規模のほぼ等しい名張川と伊賀川とが合流して作られているが、さらに名張川は名張盆地の上流で同じ規模の支川宇陀川・青蓮寺川・比奈知川の合流したものであり、伊賀川もまた上野盆地で同じような支川長田川・服部川・拓植川の合流したものであって、いわゆる放射状流域をなしている。したがって、洪水時のハイドログラフも鋭く、名張川上流域には高山・青蓮寺・室生・比奈知ダムなどが洪水調節を主目的として既設または計画されている。

木津川の上流宇陀川の線より南の地域は、秩父古生層の急峻な山岳地帯をなしているが、北方はいわゆる傾家花崗岩と古生層の片麻岩、第三紀層の堆積岩が混在する地帯で荒地が多い。

一方、桂川上流域は木津川に比べると、流域巾が狭く、一様に細長い。亀岡盆地は下流保津峡の狭窄部に堰かれて、洪水時には上野盆地と同様、湛水池の機能を果している。保津の峡谷を経て山城盆地に入ると、下鳥羽西方で左から京都市街地を貫流する鴨川が合流し、淀川下流の水質汚濁源をなしている。

以上が木津川、桂川上流域の地形特性であり、その概況図を図 7-1 に示す。

つぎに、気象的にみると、木津川上流部は台風による雨量が多く、桂川上流部は前線性の雨量が多い。なお、降水特性の詳細は第 2 編第 5 章で検討されるので、ここでは省略する。

B. 解析に用いた水文資料

さて、流出系への入力である流域平均面積雨量は Thiessen 法で算定するため、できるだけ各観測所の支配面積が等しくなるように、かつ資料の十分整っている観測所を選ぶ必要がある。図 7-1 には解析に用いた雨量観測所の位置が○印で示されている。

また、水位観測所も以下の点を考慮して、●印の水位観測所だけを解析の対象とした。すなわち、

- 1) 対象とする資料は日平均流出量であるから、 $H \sim Q$ 曲線があり、すでに日平均流出量が算定されていること、
- 2) ダム等の調節構造物の存在は人工的操作の介入をもたらす、また急激な流域開発は流出形態を変化させる。本研究では自然流域を対象としているので、こうした変動要因・非定常要因が加わる流域は解析の対象外にする。
- 3) 定数、とくにみかけの A 層厚 TD の決定に必要な出水時のハイドログラフが整備されていること、
- 4) 流域の流出特性把握の重要地点であること。

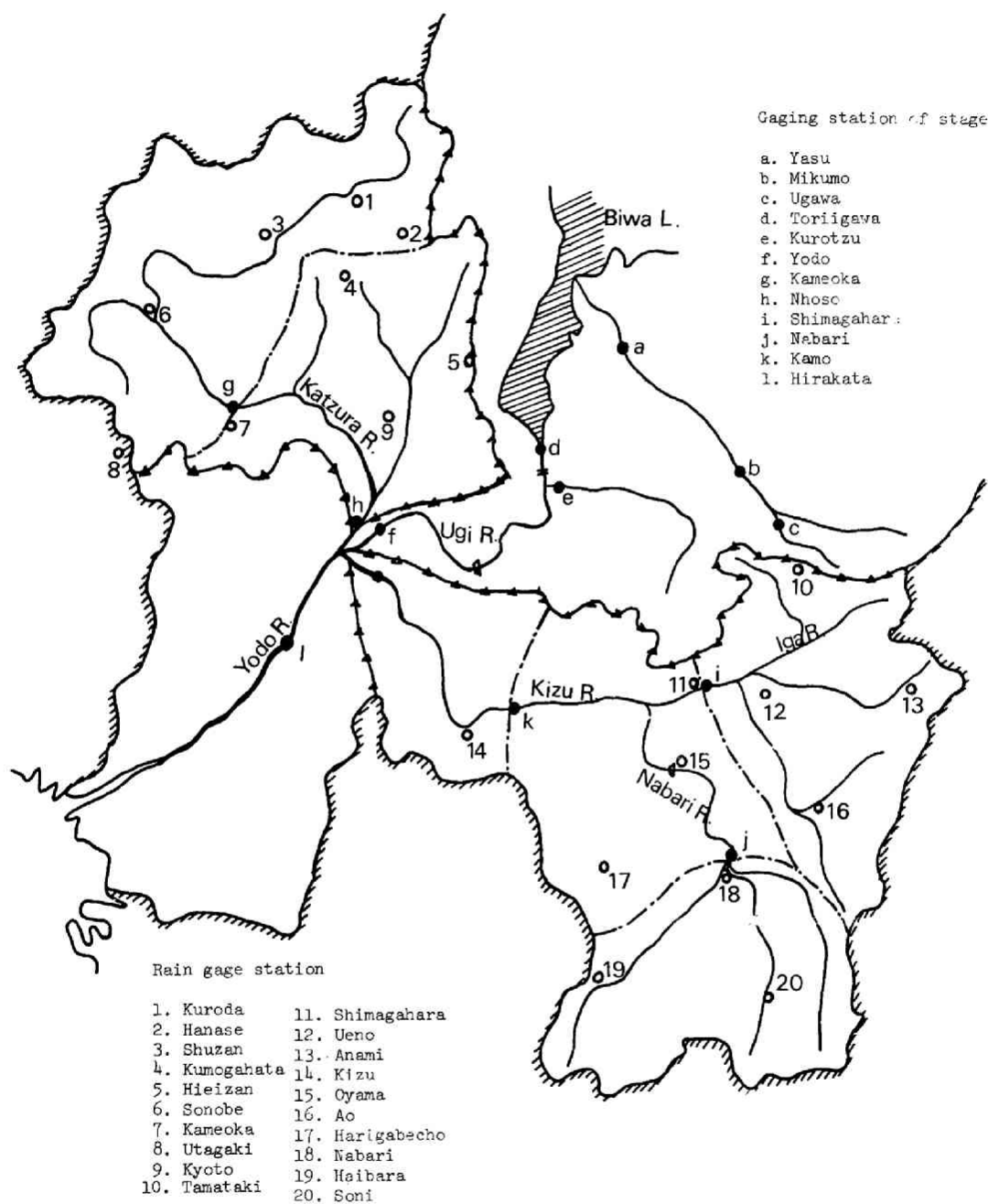


図 7-1 木津川・桂川流域概況図

以上の点を考慮して、対象とする観測所位置およびその観測資料の採用期間を決める必要がある。

木津川流域に関しては、名張川支川流域の名張（ 462 km^2 ）、伊賀川支川流域の島ヶ原（ 512 km^2 ）および両支川合流後の木津川本川加茂地点（ 1456 km^2 ）を対象地点とし、桂川流域に関しては上流域亀岡地点（ 679 km^2 ）と淀川三川合流直前に位置する納所地点（ $1,100\text{ km}^2$ ）を選んだ。

一方、解析資料の採用期間としては、少なくとも青蓮寺・高山ダムの建設前を選び、昭和33年～38年の6年間を採用した。解析に用いた資料は上記雨量観測所・水位観測所の日降水量および日平均流量資料であり、定数決定のため大出水時の時間流量記録も併用した。なお、以後の計算はすべて京都大学大型計算機センター FACOM-230-60 を用いたことを付記しておく。

C. 宇治川流域を解析対象から除いた理由

本研究では、宇治川流域を解析対象から除外した。その理由はつぎのようである。すなわち、

1) 基準地点枚方流量に占める宇治川流量の割合は大きく、しかもその大部分は琵琶湖流出量に負っている。現在、琵琶湖周辺流域において流出特性を把握できるのは、野州川および大戸川流域のみであり、前者においては野州・宇川・三雲に、また後者においては黒津にそれぞれ水位観測所がある。しかし、これらの河川においては河床変動が激しく、十分な水位・流量関係が得られず、本研究で必要な解析定数を決定することが困難である。大戸川流域はとくに荒廃性で裸地が多く、本研究で基本とするA層の発達が不十分である。

2) 琵琶湖全流域の日降水量と鳥居川日平均流出量との間で Black-box 的に解析を進めることも可能であるが、琵琶湖の貯水池的役割は大きく、A層被覆型流域からの流出を主対象とする本研究での長期間流出モデルは、そのままの形では適用しがたい。

3) 琵琶湖流出量は瀬田川南郷洗堰によって調節されるので、自然流況を構成しているとはみなしがたい。

4) 三川合流直前の淀地点においても、南郷洗堰、最近では天ヶ瀬ダムの調節効果をうけており、また洪水時には宇治川の勾配は非常に緩やかで、木津川・桂川の背水で宇治川の水位は上昇し、複雑な水理現象を呈している。

以上の理由から、著者は宇治川流域を解析対象にしなかった。しかし、宇治川流域の淀川流況に占める割合の大きさを考えると、今後は、この流域に適合した流出解析法を早急に組み立てる必要があろう。

7-2 木津川流域の流出解析結果

図7-2は木津川名張地点の出水時における時間流量曲線である。これら流量のてい減曲線から3-2.Aで述べた方法でA層厚 TD を求めると、表7-1のとおりとなる。この場合、最終浸透能 f_c は由良川流域での値 $f_c = 0.27\text{ mm/hr}$ を用いた。

中間流出の継続時間はいずれの地点においてもほぼ80時間と等しいが、中間流出のてい減係数 α に関しては、名張・島ヶ原で同じ値を示しているのに対し、加茂地点では値が大きく、てい減が急である。これは名張・島ヶ原とも流域面積がほぼ等しく、しかも放射状の流域形状をしているので、急なてい減特性が類似しているが、これらを合流した直後の加茂地点では両支川がほぼ同時に合流すると考えられ、その

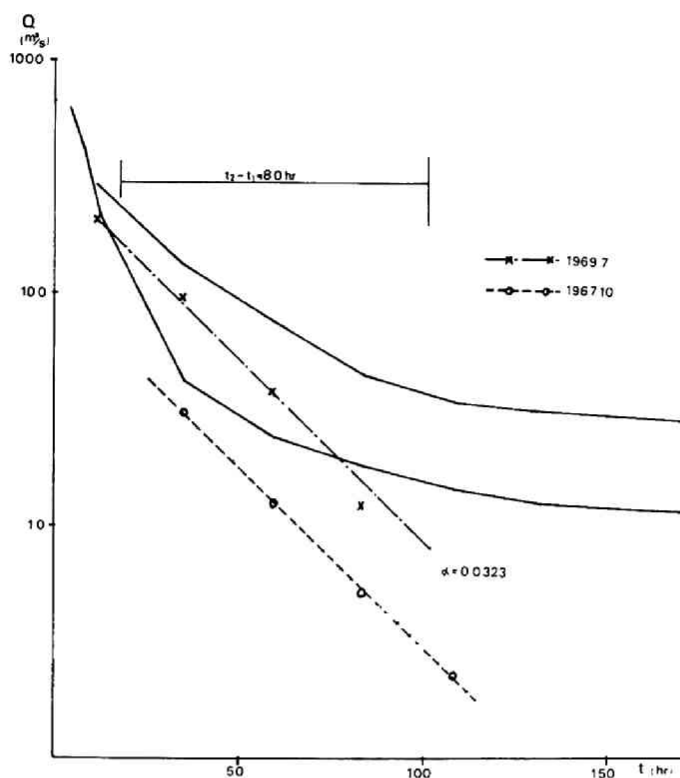


図7-2 名張地点の中間流出てい減曲線

表7-1 木津川流域の解析定数(1)

Watershed	$\alpha(\text{hr}^{-1})$	$t_2 - t_1(\text{hr})$	$\gamma D(\text{mm})$
Nabari	0.0323	80	100
Shimagahara	0.0334	78	100
Kamo	0.0425	80	180

結果、 α が大きくなっているものと思われる。したがって、 α と $t_2 - t_1$ の積が γD の値に大きく左右するので、加茂地点でのみかけのA層厚 γD は大きくなっている。

さて、流出領域でのてい減係数 α は表7-1の α の値を日単位に換算し、また、初期損失領域におけるてい減係数 β は ω_c が20日間の無降雨で ω_a になるとして、いずれの地点においても 0.026 day^{-1} とした。なお、これら流域では蒸発皿蒸発量の資料が得られなかったため、日蒸発散量 $e_p(i)$ は導入しなかった。6-6の適用結果からわかるように、 $e_p(i)$ の導入は流況予測の精度をあまり向上しなかったため、こうした近似は許されるであろう。

一方、地下水流出の単位図についても、地下水流出のてい減特性および由良川流域での適用結果を参照

し、表7-2の値を採用した。地下水流出のてい減は、中間流出のそれとは逆に加茂地点がもっとも緩やかとなっている。これは流域面積が大きいほど、地下水帯での貯留効果が大きいことを意味している。

表7-2 木津川流域の解析定数(2)

Watershed	r_G (day)	T_G (day)	t_{pG} (day)	p^*
Nabari	0.0708	50	1	1.0
Shimagahara	0.0625	50	1	1.0
Kamo	0.0602	50	1	0.9

以上、決定された定数をもとに(3-17)、(3-18)式から地下水流出および中間流出への供給量 $R_G(i)$ 、 $R_S(i)$ を算定し、さらに4-3の方法で中間流出の統計的単位図を算出すると、図7-3のようになる。名張・島ヶ原地点はほぼ類似した統計的単位図を示しており、流出形態がかなり似ていると考えられる。いずれも降雨翌々日の $h_s(2)$ の値が負の値をとるものが多く、流出がかなり急激であることが読みとれる。一方、合流後の加茂地点は流域面積が大きいので、本来、安定した流出形態をとると思われるが、解析結果ではピーク値の変動がもっとも大きい。これは、流出が急激で、しかもほぼ同じ流域面積をもつ名張川、伊賀川が同時に合流するので、流出の非線形効果が助長されるのではなかろうか。これは本川(由良川)と支川(土師川)の関係にあり、流域面積においてもかなり違った両川が合流する福知山地点の流出形態の安定性と対称的である。

また、図7-4(a)、(b)はこれらの統計的単位図から推定された流出量と実測流出量を比較したものである。いずれの地点においても両者はかなりよく一致しており、地下水の流出形態もうまく表現されている。大出水時には推定流出量が実測流出量に達していないが、その差は表面流出量である。こうした時点においては、第5章で述べた非線形予測法を適用すべきであるが、図7-5にみられるように加茂地点ではばらつきが大きく、 R_S^* の明確な値を決定しがたい。この原因としては、非線形予測法の単純化の程度がすぎたことが考えられるが、加茂地点の統計的単位図にみられる流出形態の変動性も加担している。

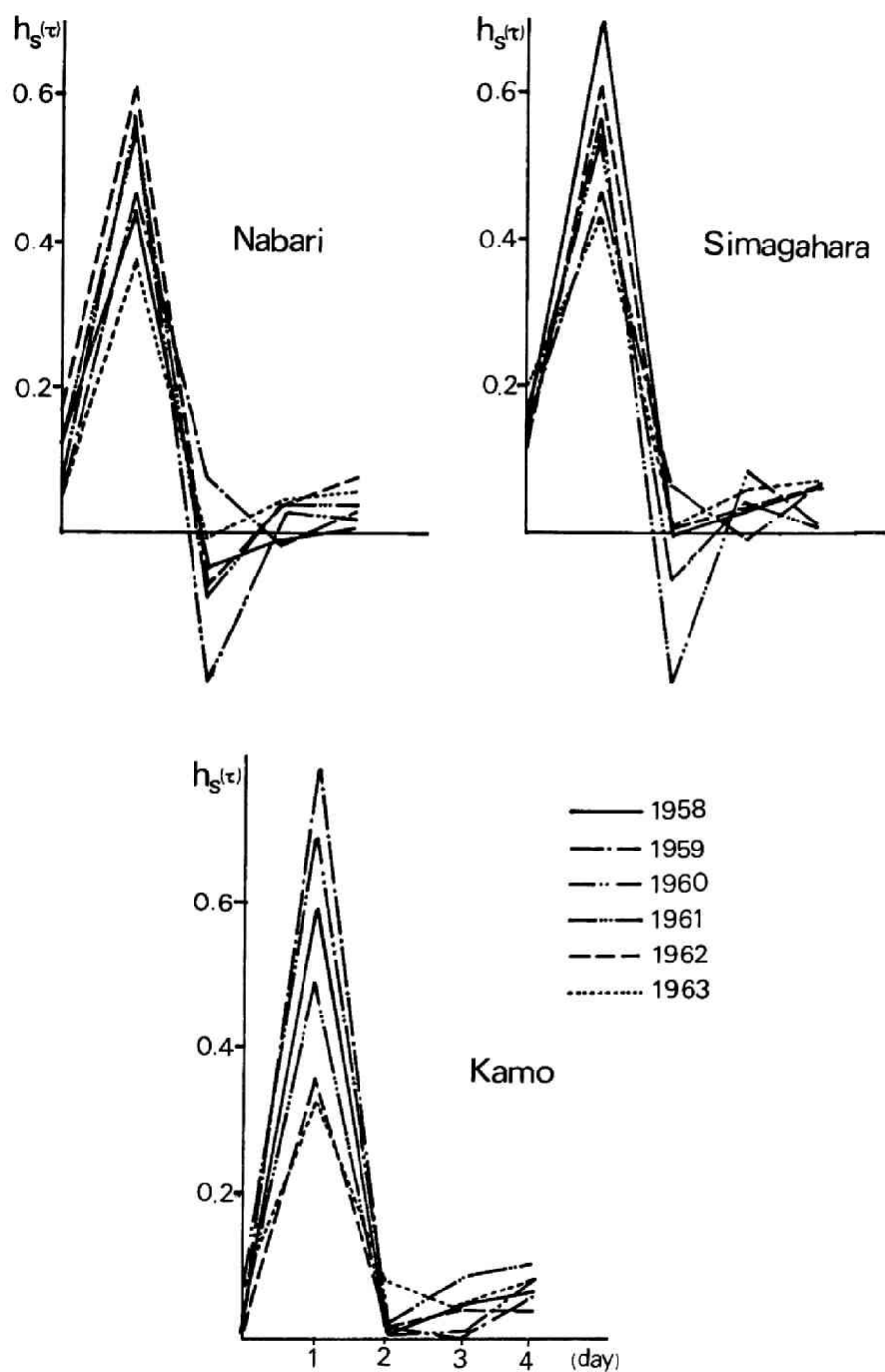


図 7-3 改良された中間流出の統計的単位図（木津川流域）

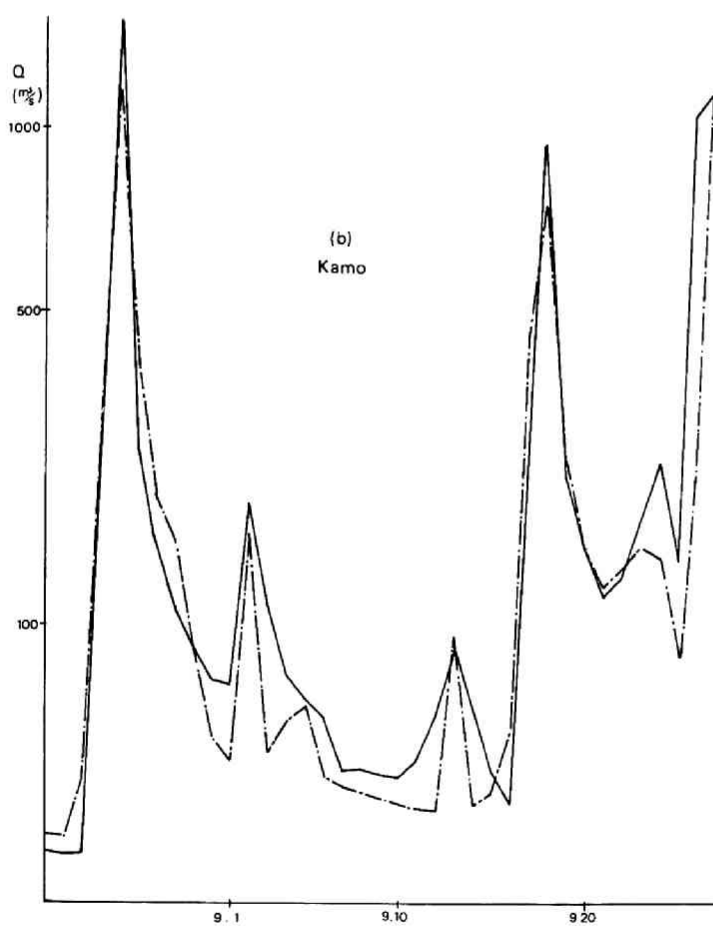
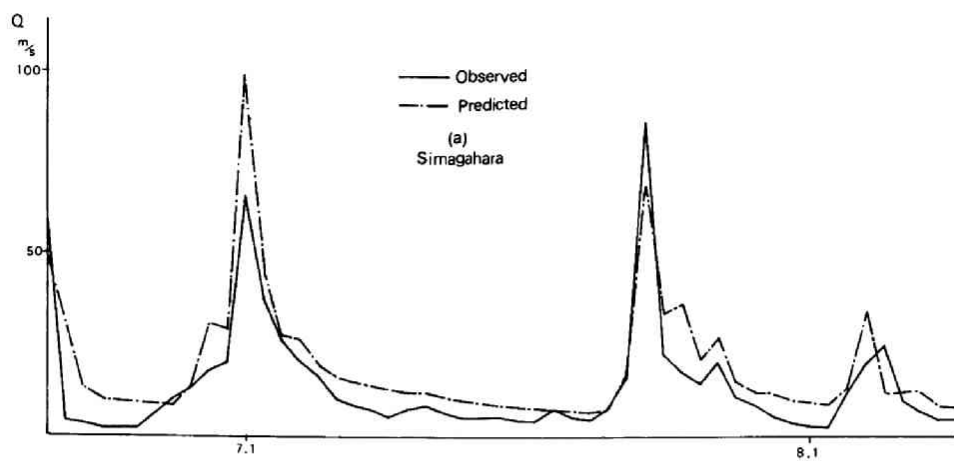


図7-4 推定流出量と実測流出量の比較

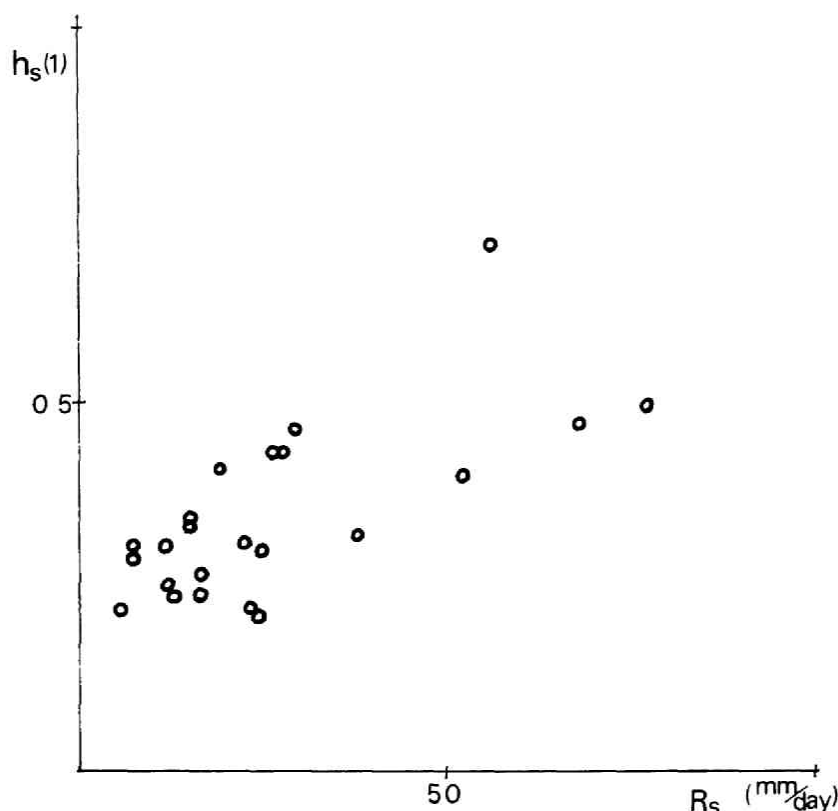


図 7-5 中間流出供給量 R_s とピーク時流出率 $h_s(1)$ の関係
(適用地点：加茂)

7-3 桂川流域の流出解析結果

つぎに、桂川流域に改良された統計的単位関法を適用した。

表 7-3 は解析に必要な定数を一括して示したものである。木津川流域に比べると、中間流出の継続時間は長く、てい減係数は小さくなっている。これは流域が一様に細長いため、河道の貯留効果が大きく、さらに保津川狭さく部の貯留効果が加わるからであろう。 rD の値では由良川流域とほぼ等しいが、桂川流域の方が流出が緩やかで扁平であるといえよう。

表 7-3 桂川流域の解析定数

Watershed	$\alpha(\text{hr}^{-1})$	$t_2-t_1(\text{hr})$	$\gamma D(\text{mm})$	$\beta(\text{day}^{-1})$	$r_G(\text{day}^{-1})$	$T_G(\text{day})$	$t_{pG}(\text{day})$	p^*
Kameoka	0.0245	100	110	0.026	0.0700	50	1	1.0
Nhoso	0.0339	80	110	0.026	0.0550	50	1	0.9

図7-6はこうした定数のもとで算定された中間流出の統計的単位図であり、同じく図7-7は推定流出量と実測流出量とを比較したものである。亀岡に関しては2年の統計的単位図しかないが、両年ともよく一致しており、いずれも $h_s(2)$ が負の値をとり、下流納所地点と比べると流出が急であることがわかる。下流域の納所地点では各年ともほぼ同じ単位図をとっており、流出形態が安定している。しかも $h_s(2)$ がかなり大きく、流域の貯留効果が読みとれる。推定流出量と実測流出量の一致度も高く、本方法が十分、流況予測に供されることが実証された。なお、図7-8は非線形予測法を適用するために中間流出供給量 R_s とピーク時流出率の関係をプロットしたものであるが、 $R_s^* \div 5.0 \text{ mm/day}$ であり、これは改良された統計的単位図法で表面流出を分離する基準として用いた $DS_{\max} \div 5.1 \text{ mm/day}$ とほぼ同じである。このことは、流出量規模の大きい部分でも、改良された統計的単位図法で十分、流況予測ができることを意味していよう。

最後に、6-6で述べた基準によって流況の予測精度を考察しておこう。表7-4は(6-9)式で与えられるF値を示したものである。亀岡の1959年を除くと、いずれも0.5~0.20の範囲にあり、本方法が日流出量の予測、さらには日流出量資料の補充に有効であることがさらに実証されたといえよう。

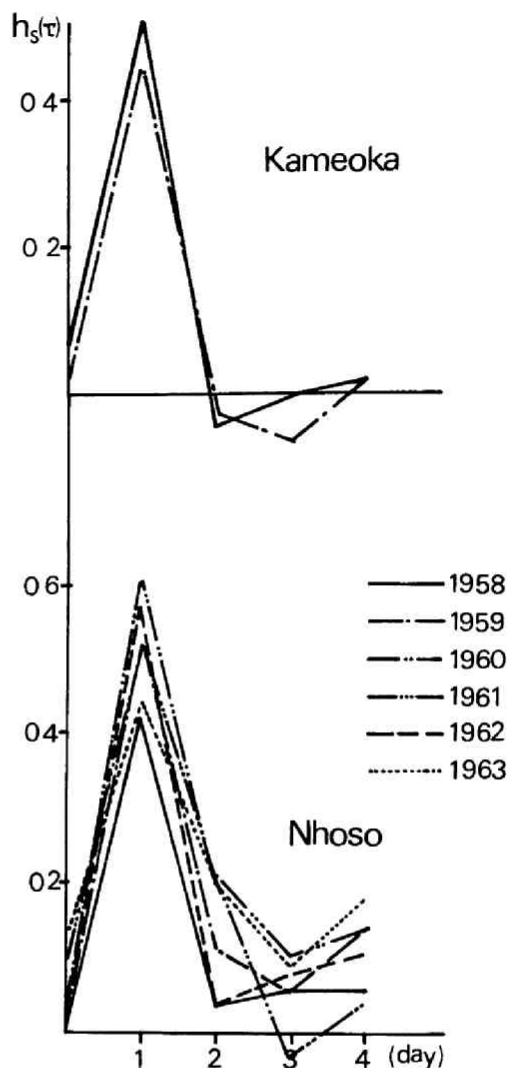
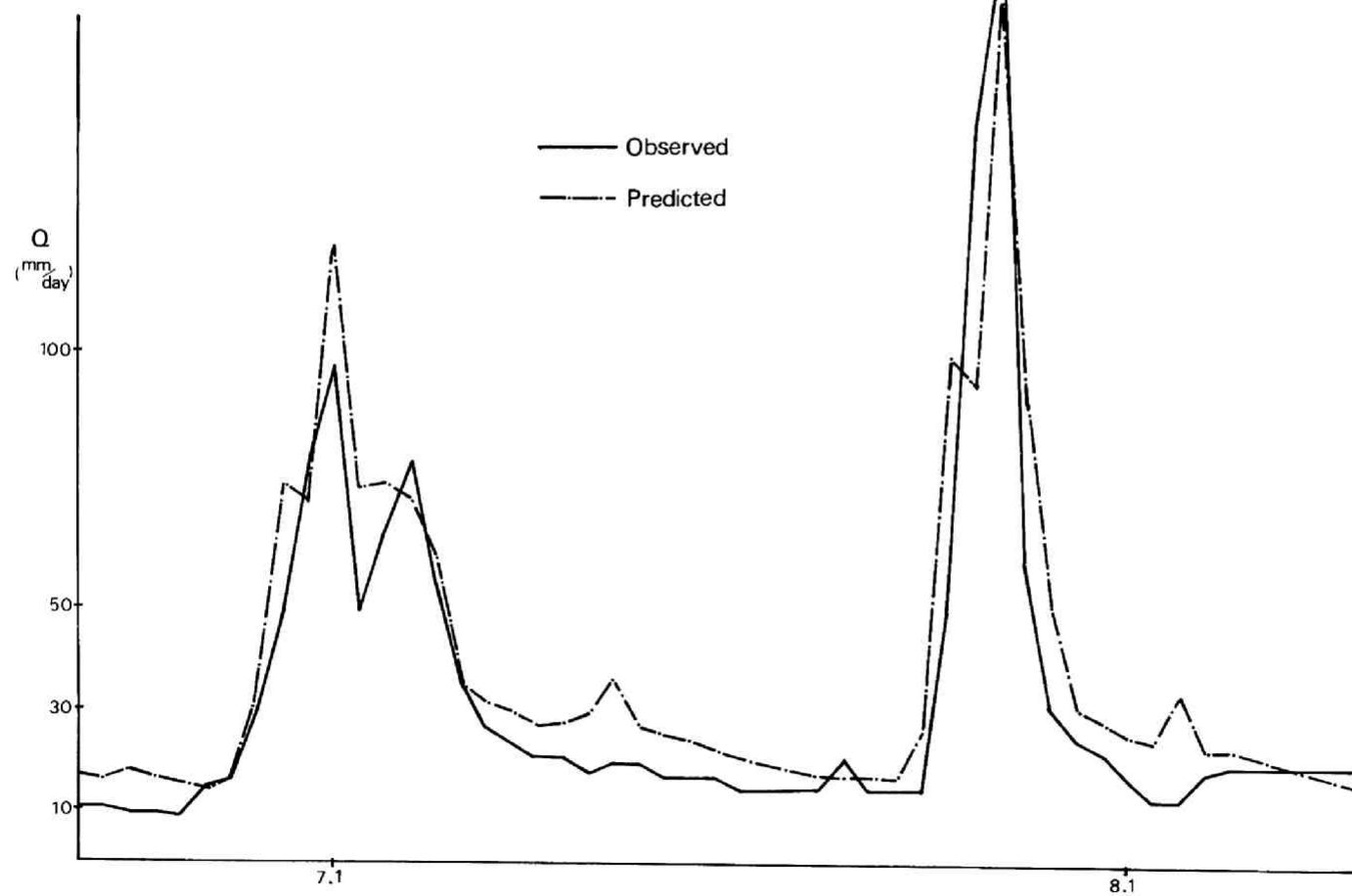


図7-6 改良された中間流出の統計的単位図
(桂川流域)

図 7-7 推定流出量と実測流出量の比較
(適用地点：亀岡)



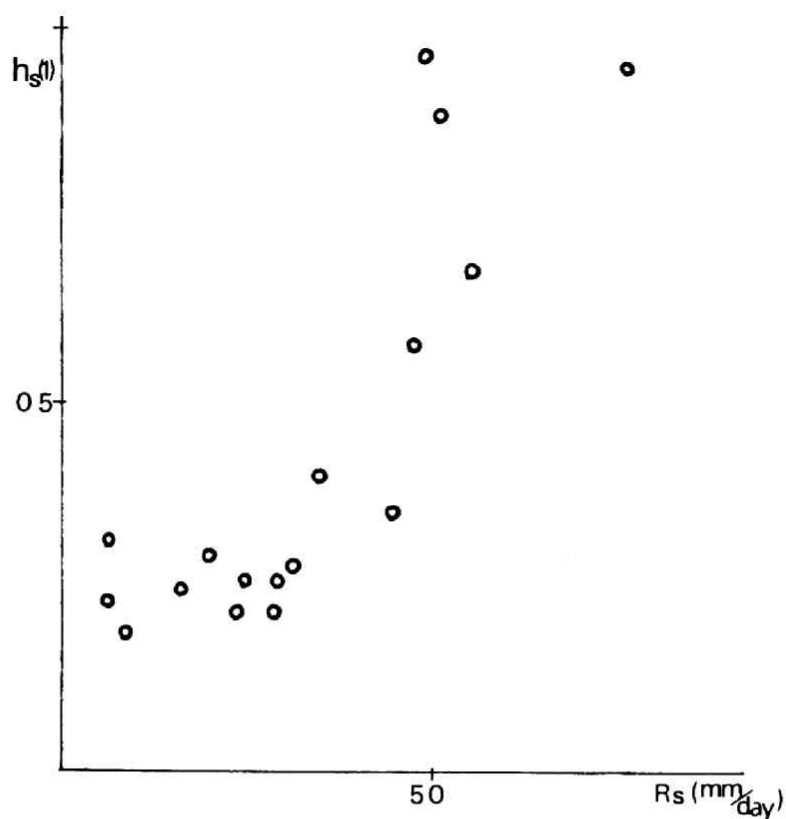


図7-8 中間流出供給量 R_s とピーク時流出率 $h_s(1)$ の関係
(適用地点：納所)

表7-4 予測精度の基準値 F の値

Watershed	1958	1959	1960	1961	1962	1963
Nabari	0.202	0.153	0.133	0.112	0.072	0.099
Shimagahara	0.072	0.201	0.124	0.094	0.072	0.132
Kamo	0.078	0.075	0.049	0.066	0.073	0.114
Kameoka	0.150	0.497				
Nhoso	0.166	0.138	0.113	0.079	0.079	0.087

第 8 章 結 語

本編では、1) 欠測流出量を補充すること、2) 模擬降水の発生によって将来の長期的な流出形態を量的に予測すること、を目的に長期間流出の支配的な成分である地下水流出および中間流出成分を主対象とした長期間流出モデルを組み立てた。長期間流出系が多くの流出サイクルを対象としている以上、モデル化にあたっては確率・統計論的なアプローチが不可欠であるが、その場合でも流出系の主要な物理法則および特性が十分組み込まれたうえで確率・統計論的手段が導入されるべきである。

こうした観点から、最初に提案した長期間流出モデル—状態遷移確率法—は、長期間流出系の不確定性に注目したものであり、流出系に最大エントロピーの仮説が内蔵されているとして、流出状態の遷移確率を算定したものである。由良川流域荒倉、福知山地点への本方法の適用結果は良好であり、流出系に最大エントロピー仮説が内蔵されていることを実証した。ただ、本方法を流況予測に適用する場合には、予測精度をあげるために流出状態数を多くしなければならず、これは必然的に流出状態間の到達時間 t_{ij} を実測資料から算定することを困難にするものであり、現時点では実用上の一つの限界点となろう。

つぎに、Wiener の伊波・予測理論にもとづいた統計的単位図法においては、系の定常・線形化に一樣分離法、降雨期における土湿量変化を考慮した方法、融雪期における日融雪量を入力とした方法と改良を加えるにつれて、本方法が長期間流出系の場所的・時間的な流出形態の量的把握に有効であることを実証した。さらに統計的単位図のピーク値の変動を緩和し、低水流量部の予測精度を高めるために提案された中間流出と地下水流出を分離し、土湿量変化に蒸発散効果を導入した、いわゆる改良された統計的単位図法は各年の統計的単位図がかなり安定した形状を示し、その平均操作によって流域固有の流出形態が定められるまでにいたっている。また、これらの統計的単位図による推定流出量は中間流出、地下水流出規模の実測流出量とよく一致しており、流況予測の精度からいっても十分実用に供される。さらに大出水時の表面流出量をも表現するために非線形予測法を提案したが、十分な成果は得られなかった。その原因としては、洪水流出の急激な応答を日単位で把握しようとしたことであり、単純化の程度がすぎたためである。しかし、各流出成分を分離し、それぞれの応答特性を把握し、最後にそれらを加えて全流出量を予測していくこうしたアプローチは今後、十分な成果をあげていくであろう。

いずれにしても、表面流出の生起頻度は少ないのであり、しかも利水計画の入力情報としての長期間流況となると、その主成分は中間流出・地下水流出成分であるから、改良された統計的単位図法で十分、実用価値がある。なお、統計的単位図は一般に流域面積が大きくなるにつれ安定度を増すものであるが、木津川加茂地点にみられるように流域の合流特性に依存することは留意すべきである。

第2編では、これら長期間流出モデルを流況予測にまで高めるため、その供給源である降水量とくに日降水量の空間的・時間的確率構造を把握し、それに応じて模擬降水を発生させ、実際に流況予測をはかるう。

第2編 降水量の空間的・時間的確率構造と

その流況シミュレーションへの適用

第 1 章 概 論

第1編で展開した長期間流出モデルを流況予測にまで高めるためには、広域的かつ長期間にわたる降水現象の適確な把握、さらにはそのシミュレーション・モデルの確立が不可欠である。

降水は空間的・時間的にその性状を異にし、従来も短期間の異常な降雨、いわゆる豪雨の解明には気象学の分野で力が注がれているが、日単位以上の長期間にわたる降水現象となると、そこには複雑かつ不確定な要素が介在し、決定論的な立場だけでは解析は不可能であり、確率・統計論的な面からのアプローチを考慮する必要がある。

一般に、確率現象においては、観測・測定された資料を母集団からの標本とみなして、その確率・統計的性状を把握するのであるが、その場合、現象の定常性を前提としていることを認識しておくべきである。こうした前提は、急激な流域開発の進む今日、その流域からの流出流量にはいささか問題がある。しかし、降水現象においては、気象変更等の技術開発が進められつつあるとしても、その効果は微少であり、降水の発生機構を変動させるまでには至っておらず、またその技術の完成も遠い将来であることを思うと、降水現象は将来においても過去の記録に応じた変動特性をもつと考えてよい。

さて、降水の統計解析といえ、従来は一変量の度数分布解析および時系列解析が主流であり、降水現象の相互関係を定量的に記述するものとしては、せいぜい相関分析が登場するぐらいであった。ところが、近年、電子計算機の発展とあいまって、多変量解析論が降水現象の把握に応用されるようになってきた。多重回帰分析・成分分析・因子分析・判別解析などが降水現象の分野にも用いられるようになり、いくつかの報告がある。¹⁾また、多変量時系列解析論も、M. H. Quenouille によって開拓され、将来は降水の予測に役立つであろう。²⁾

しかし、ここで注意すべきは、これら多変量解析においては、その数学的テクニックの便利さにおぼれ、現象そのものの物理特性が軽視されがちであることである。また、こうした統計解析においては、多数の地点で長期間にわたって降水資料が整っていることが必要条件である。わが国においても、従来から各所に雨量観測所が設けられているが、これら観測所においては、1) 観測期間の長短、2) 観測値の欠測・不良、3) まばらな観測所位置、といった問題があり、こうした統計解析の降水現象への応用を妨げている。

著者は多変量解析が今後もっと広く応用されることを期待するものであるが、従来からある統計解析、すなわち度数分布解析・時系列解析および相関分析が広域的かつ長期間の降水現象の把握・予測に十分生かされていないことにも注意を払うものである。降水現象の物理特性に考慮を払いながら、これら分析法の利点をいかし、それを組み合わせるならば、降水の空間的・時間的な性状もいまで以上に適確に把握さ

れるのではなかろうか。こうしたアプローチによって降水資料が整備されれば、多変量解析も一層有効なものになるであろう。

本編はこうした観点から、降水の地形との関係に考慮を払いながら、多数の地点で観測・測定された資料をもとに、降水の空間的・時間的確率構造を把握・予測したものである。以下、その内容を概説するが、長期間流出モデルとの結合を念頭においているので、対象は主に日降水量系列であり、その予測精度は整数値（mm）である。

前述したように、雨量観測所においては、1) 観測期間の長短、2) 観測値の欠測・不良、3) まばらな観測所位置、といった問題があり、降水現象の適確な把握を妨げている。本研究では、これらの問題を解決するために、観測所に等級をつけ、それら相互の関係から降水の広域的かつ長期間的確率構造を把握し、それに応じて降水をシミュレートした。まず、流域の中心に位置し、しかも欠測のない長期間観測所を基幹観測所とよび、観測所の最高位とする。つぎに、各支川流域を代表する欠測のない長期間観測所を準基幹観測所とよび、さらにこれら基幹・準基幹観測所の周辺にある観測期間の短い観測所を周辺観測所とよぶことによって、観測所を順序づけた。

第2章では、降水資料を補足・拡充するための一方法として基幹・準基幹観測所と周辺観測所間の地域的相関に注目した地域相関分析を提案し、周辺観測所をいくつかの欠測のない長期間観測所に結びつけた。さらに地域相関係数の地域的分布から降水量の空間的性状を把握するために、基幹・準基幹観測所を中心とした観測所相互の地域相関係数を算出し、その値の等しい地点を結んだ降水量の等相関係数線図を考え、基幹・準基幹観測所の支配圏を定量的に評価して、適切な観測所配置の基準を提供することを試みた。

第3章では、基幹観測所と準基幹観測所相互の空間的確率構造を降水事象と無降水事象に分離する立場から考察した。すなわち、基幹・準基幹観測所の降水・無降水状態を、降水・降水系、降水・無降水系、無降水・降水系、無降水・無降水系の4つの系に分類し、これら4つの系の状態確率および降水・降水系の直線回帰分析、無降水・降水系の降水量確率分布特性が把握されると、基幹観測所の日降水量に応じた準基幹観測所の日降水量が推定されるというものである。

第5章では、基幹観測所の日降水資料にもとづき、その時間的確率構造を把握した。すなわち、降水の強度特性と生起特性に着目し、さらに降水日数のポアソン分布性と降水間隔日数の指数分布性を考慮して、日降水量系列が降水強度特性としては日降水量、降水生起特性としては降水間隔日数という2変量のみからなるとし、同時にそれら変量間の独立性を積極的に組み入れて、2変量独立過程としてシミュレーション・モデルを展開した。

以上の統計解析を組み合わせると、広域的かつ長期間の日降水量系列の把握および予測が可能となる。すなわち、第2章の地域相関分析を用いると、基幹・準基幹観測所の支配圏内にある観測所の日降水量系列が基幹観測所の日降水資料から推定でき、その推定しうる期間は基幹・準基幹観測所の観測期間に等しい。一般にはある基幹観測所の支配圏が全流域をおおうことは少ないので、この方法だけでは広域的かつ長期間の降水把握および予測はできない。

地域相関分析に第3章での基幹・準基幹観測所相互の空間的確率構造とそのシミュレーション法を結合すると、基幹観測所の観測期間にわたって、準基幹観測所の日降水量を推定できるから、基幹観測所の観

測期間内では、少なくとも全観測所の日降水量を補足・拡充することができる。

さらに前 2 者に、第 4 章での基幹観測所の日降水量の時間的確率構造とそのシミュレーション法を結合すると、流域内の観測所の日降水量を長年にもわたってシミュレートすることができ、結局、広域的な長期間シミュレーションが可能となる。

第 5 章では、これらのアプローチおよびシミュレーション法を近畿地方、とくに淀川流域に適用し、その結果について考察する。基幹観測所としては京都気象台を、準基幹観測所としては大阪・上野・彦根・園部観測所を、周辺観測所としては亀岡・名張をはじめとする約 30 箇所の観測所を選び、シミュレート結果は各段階で観測標本と比較・検討した。

最後に第 6 章では、全観測所のシミュレート結果から Thiessen 法によって流域平均面積降水量を算定し、それを第 1 編で提案した状態遷移確率法および統計的単位図法への入力とし、長期間流況シミュレーション法を展開する。

こうした広域的かつ長期間にわたる流況シミュレーション結果は、水資源計画、とくに利水計画の入力情報を提供することはいうまでもない。

参 考 文 献

- 1) 鈴木栄一：多変量解析とその応用，(1) (2) (3)，1961～1963，気象と統計，10.3，4，11.1，11.2
- 2) 鈴木栄一紹介：多変量時系列解析 (Quenouille)，日科技連プリント，1960。

第 2 章 降水の地域相関分析

治水・利水を含めた河川計画においては、水文資料の存在が不可欠であり、従来から観測・測定がなされているが、観測の容易さから水位・流量も降水資料から流出解析法を通じて推定されることが多い。しかし、その降水資料も現象を把握しうる程度にまで適切な地点に長期間にわたって整備されていることは少なく、その多くは短期間のものであって、冬期においては欠測・不良が多く、さらに未開発地で計画をたてる際にはまったく資料がないといっても過言ではない。こうした事情を考えると、現存する資料を最大限に利用して、資料を補足・拡充する整備法が確立されなければならないが、本章ではその一つの方法として、地域相関分析という統計的手法を提案する。¹⁾

2-1 地域相関分析

現象を解析していくときに、しばしば遭遇して障害となるのは、欠測資料の存在である。こうした場合、われわれがよく考える方法は欠測地点の周辺にある欠測のない観測所を選び、両者の間で相関をとる方法である。

いま、長期・短期両観測所の地域的相関に注目すると、両者の地域相関係数 r は次式で与えられる。

$$r = \frac{(\sum_{i=1}^n x_i y_i - n \cdot \bar{x} \cdot \bar{y})}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n x_i^2 - n \cdot \bar{x}^2)(\sum_{i=1}^n y_i^2 - n \cdot \bar{y}^2)}} = \frac{(\sum x_i y_i - n \cdot \bar{x} \cdot \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y} \quad (2-1)$$

ここに、 x_i, y_i は両地点で同時に観測された降水量、 n は観測数、 \bar{x}, \bar{y} はそれぞれの平均値である。この r を用いて、

$$\left. \begin{aligned} \hat{\alpha} &= r \cdot \sqrt{\frac{(\sum_{i=1}^n y_i^2 - n \cdot \bar{y}^2)}{(\sum_{i=1}^n x_i^2 - n \cdot \bar{x}^2)}} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \\ \hat{\beta} &= \bar{y} - \hat{\alpha} \cdot \bar{x} \end{aligned} \right\} \quad (2-2)$$

を計算し、両者に直線回帰があると仮定すると、

$$y_i = \hat{\alpha} \cdot x_i + \hat{\beta} + \epsilon_i \quad (2-3)$$

が得られる。両観測所が隣接している場合、現象的にも両者に直線回帰を仮定することは妥当である。なお、 ϵ_i は付加偶然量であり、残差系列 $\{y_i - (\hat{\alpha} \cdot x_i + \hat{\beta})\}$ から算定される標準偏差 σ_ϵ を用いて、正規分布 $N(0, \sigma_\epsilon)$ で与えられる。

さて、長期間流出解析法との結合を考えるならば、降水に関しても著者の対象は主に日降水量となる。

ところで、日降水量は一般に非対称型の指数分布をとることが経験的に知られている。こうした指数分布は、従来とられている対数変換・平方根変換・立方根変換をおこなっても十分に正規化されず、長尾は2変数指数分布の回帰式として、

$$y_i = \hat{\alpha} \cdot x_i + \hat{\beta} + \sqrt{\sigma_y^2 (1-r)^2 + 2 \frac{\sigma_y^2}{\sigma_x} r(1-r)x_i} \cdot \varepsilon_i \quad (2-4)$$

を導いている。²⁾ここに、 ε_i は(2-3)式の ε_i に対応するものであるが、もはや独立ではなく、 r 、 x_i の関数である。この研究は、従来の統計解析が正規母集団に立脚しすぎていることに対する一つの警鐘とも受けとられるが、実際に適用する場合には、条件付確率に関する数表が必要であり、多少面倒である。そこで著者は従来からとられている(2-3)式を基本に、厳密解である(2-4)式の内容を取り入れ、近似的ではあるがつぎのような方法によって、指数分布変量の正規分布からの歪みを是正することにした。すなわち、 x_i をいくつかの範囲に分割し、各分割区間で ε_i の分布を調べると、ほぼ正規分布に従うので、残差系列 $\{y_i - (\hat{\alpha} \cdot x_i + \hat{\beta})\}$ の標準偏差 σ_ε を各分割区間ごとに算定し、 ε_i が各分割区間内での $N(0, \sigma_\varepsilon)$ 分布に応じた偶然量であるとして発生するものである。

上記のように考えると、日降水量に関しても(2-3)式が採用せられ、欠測のない長期間にわたる x_i を与えれば、それに対応する y_i が補足・拡充できるのである。さらに地域的相関が認められる範囲内で、より長い期間のものへと地域相関分析を繰り返していくならば、短期間の資料でも時系列解析が十分におこなえる程度にまで資料を拡充することができよう。

2-2 等相関係数線図

いくつかの欠測のない長期間観測所(以後、基幹観測所とよぶ)を中心として、その周囲にある多数の観測地点の間で(2-1)式で与えられる地域相関係数 r を算出し、その値の等しい地点を結ぶと、降水量の等相関係数線図を描くことができる。³⁾

この等相関係数線の形態は、相関の地域的な変動傾向を示すものであり、観測所相互の距離・方向・高度差などの地形要素、さらには風向・水蒸気流などに関連づけることによって、降水量の地域的分布性状を量的に把握することができ、しかも高相関の範囲は基幹観測所の支配圏とみなせるので、既設観測所の配置が適切かどうかを検討することができる。このことは水需要立地との関連も考えて、新たに設ける観測所を適切な観測網に組み入れるときの基準を提供することになろう。なお、この係数線は観測時間単位のとおり方によってその性状を異にし、また同一の時間単位でも季節ごとの係数線を描くと、それぞれの季節の特徴が見出せる。

一方、(2-2)式で与えられる $\hat{\alpha}$ の値からは、各観測地点と基幹観測所間の降水量の多少を推察することができ、さらに図上で $r \div 1$ 、 $\hat{\alpha} \div 1$ 、 $\hat{\beta} \div 0$ であるような範囲に含まれる地域では、欠測の多い冬期の、さらには降水資料のまったくない地点での基礎資料を、基幹観測所の降水資料で代用できよう。

2-3 観測時間単位と地域相関係数

前節で相関係数線が観測時間単位のとおり方により、その性状を異にすることを述べたが、一般に観測時

間単位を長くすると変動現象が消殺され、地域相関係数は大きくなると考えられる。そこで以下では日を基本単位として、降水の観測時間単位と地域相関係数との関係を理論的に考察しよう。⁴⁾

いま、日単位で観測された基幹観測所および周辺観測所の降水系列を $x_1, x_2, \dots, x_n, y_1, y_2, \dots, y_m$ とし、資料数 n, m が大きいとすると、両地点の時間おくれ τ に関する時差相関係数 φ_τ は、近似的に次式で表わされる。

$$\varphi_\tau \doteq \frac{\overline{x_i \cdot y_{i+\tau}} - \bar{x} \cdot \bar{y}}{\sqrt{(\overline{x_i^2} - \bar{x}^2) \cdot (\overline{y_i^2} - \bar{y}^2)}} \quad (2-5)$$

ここに、 $\bar{}$ は平均操作を意味し、以下の各式においても同じである。

さらに、それぞれの地点における時間おくれ τ に関する自己相関係数も、同じく次式で近似できよう。

$$\text{基幹観測所: } \rho_\tau \doteq \frac{\overline{x_i \cdot x_{i+\tau}} - \bar{x}^2}{\overline{x_i^2} - \bar{x}^2} \quad (2-6)$$

$$\text{周辺観測所: } r_\tau \doteq \frac{\overline{y_i \cdot y_{i+\tau}} - \bar{y}^2}{\overline{y_i^2} - \bar{y}^2} \quad (2-7)$$

ここに、 \bar{x}, \bar{y} はそれぞれの平均値である。

つぎに、この資料を k 個づつ合計した値を $X_1, X_2, \dots, X_N; Y_1, Y_2, \dots, Y_M$ とする。すなわち、

$$\left. \begin{aligned} X_1 &= \sum_{i=1}^k x_i, \quad X_2 = \sum_{i=k+1}^{2k} x_i, \dots, X_j = \sum_{i=(j-1)k+1}^{jk} x_i, \dots \\ Y_1 &= \sum_{i=1}^k y_i, \quad Y_2 = \sum_{i=k+1}^{2k} y_i, \dots, Y_j = \sum_{i=(j-1)k+1}^{jk} y_i, \dots \end{aligned} \right\} \quad (2-8)$$

この系列の時間おくれ p の時差相関係数 Φ_p は、同じく次式で与えられよう。

$$\Phi_p \doteq \frac{\overline{X_l \cdot Y_{l+p}} - \bar{X} \cdot \bar{Y}}{\sqrt{(\overline{X_l^2} - \bar{X}^2) (\overline{Y_l^2} - \bar{Y}^2)}} \quad (2-9)$$

そこで $\overline{X_l \cdot Y_{l+p}}$ を l に関して加えて平均をとった後、(2-5)式を代入すると、

$$\begin{aligned} \overline{X_l \cdot Y_{l+p}} - \bar{X} \cdot \bar{Y} &\doteq (\varphi_{pk-k+1} + 2\varphi_{pk-k+2} + \dots + k\varphi_{pk} + \dots + \varphi_{pk+k-1}) \\ &\quad \cdot \sqrt{(\overline{x_i^2} - \bar{x}^2) (\overline{y_i^2} - \bar{y}^2)} \quad (2-10) \end{aligned}$$

が得られ、一方、同様に $\overline{X_l \cdot X_{l+p}}, \overline{Y_l \cdot Y_{l+p}}$ をもとめて $p=0$ とおくと、

$$\overline{X_l^2} - \bar{X}^2 \doteq \{k+2(k-1)\rho_1 + \dots + 2\rho_{k-1}\}(\overline{x_i^2} - \bar{x}^2) \quad (2-11)$$

$$\overline{Y_l^2} - \bar{Y}^2 \doteq \{k+2(k-1)r_1 + \dots + 2r_{k-1}\}(\overline{y_i^2} - \bar{y}^2) \quad (2-12)$$

が得られる。したがって、(2-10), (2-11), (2-12)式を(2-9)式に代入すると近似的に次式が得られる。

$$\Phi_p \doteq \frac{\varphi_{pk-k+1} + 2\varphi_{pk-k+2} + \dots + k\varphi_{pk} + \dots + \varphi_{pk+k-1}}{\sqrt{\{k+2(k-1)\rho_1 + \dots + 2\rho_{k-1}\} \cdot \{k+2(k-1)\tau_1 + \dots + 2\tau_{k-1}\}}} \quad (2-13)$$

ところで、いま問題にしている地域相関係数は(2-13)式において $p=0$ としたものにほかならないから、結局、

$$\Phi_0 \doteq \frac{\varphi_{-k+1} + 2\varphi_{-k+2} + \dots + k\varphi_0 + (k-1)\varphi_1 + \dots + \varphi_{k-1}}{\sqrt{\{k+2(k-1)\rho_1 + \dots + 2\rho_{k-1}\} \cdot \{k+2(k-1)\tau_1 + \dots + 2\tau_{k-1}\}}} \quad (2-14)$$

となる。すなわち、 k 日降水量の地域相関係数は、それぞれの地点の日単位に関する自己相関係数 ρ_τ 、 τ_τ および両地点の時差相関係数 φ_τ によって近似的に表現されたことになる。

つぎに、(2-14)式において k の増大による Φ_0 の漸近的性質をみてみよう。第1編6-3.Aでもみたように、日単位の降水量は概して独立なランダム現象であるとみなされるので、

$$\begin{aligned} \rho_\tau, \tau_\tau &= 1 : \tau = 0 \\ \rho_\tau, \tau_\tau &\doteq 0 : \tau \neq 0 \end{aligned} \quad (2-15)$$

なる仮定を設けると、(2-14)式は次式に変換される。

$$\Phi_0 \doteq \varphi_0 + \left(1 - \frac{1}{k}\right) \cdot (\varphi_{-1} + \varphi_1) + \left(1 - \frac{2}{k}\right) \cdot (\varphi_{-2} + \varphi_2) + \dots + \left(1 - \frac{k-1}{k}\right) \cdot (\varphi_{-k+1} + \varphi_{k-1}) \quad (2-16)$$

上式は、 k の増加につれて、地域相関係数は増加の傾向にあるが、ある極限をもつことを意味している。

2-4 地形パラメータと地域相関係数

降水が地形に左右されることを考えると、地域相関係数が地形と密接に関係していることは明らかである。相関係数に影響を及ぼす地形要素としては非常に多くのものが考えられるが、測定・評価の可能な要素となるとごく限られたものとなり、その中でも基幹観測所と周辺観測所との水平距離 L 、および高度差 H の2要素が重要であろう。

一般に、地域相関係数 r とこれら L 、 H との間には、 L が大きくなるにつれ、また H が大きくなるにつれて、 r が小さくなる傾向が予想され、これらの関係図から基幹観測所の支配圏が量的に評価しえよう。

以上、本章では降水の地域相関分析について述べ、その等相関係数線図が地形要素、とくに観測所間の距離および高度差に関係していること、またそれらの関係から降水観測網の統計的検討がはかられること、さらに観測時間単位の増加にともなう地域相関係数の漸近的性質を理論的に導いた。本章での結果は、主に基幹観測所の周辺にある各観測所の降水量を推定するのに有効であるとともに、次章以下の解析の基礎

であり、それらとの結合によってさらに広域的な、かつ長期間にわたる日降水量の推定を可能にするものである。

参 考 文 献

- 1) 石原藤次郎，池淵周一：降水観測網の統計的検討，京都大学防災研究所年報，第13号B，昭45.3.
- 2) 長尾正志，角屋 睦：二変数ガンマ分布とその適用に関する研究(1)，京都大学防災研究所年報，第13号B，昭45.3.
- 3) J. E. Caffey : Inter-Station Correlations in Annual Precipitation and in Annual Effective Precipitation, Colorado State Univ., 1965. 6.
- 4) 鈴木栄一：気象統計学，地人書館，昭43. 8，pp. 154.

第 3 章 基幹観測所相互の空間的確率構造と

そのシミュレーション

前章では、基幹観測所とその周辺に位置する観測所間で主に日降水量の地域相関分析をおこない、周辺観測所の降水の欠測補充、さらには拡充整備をはかった。こうした方法は、降水性状の類似する近接の観測所相互では有効な方法であるが、基幹観測所相互のように、観測所間の距離および高度差が大きくなると、相関が悪くなり、それと同時に直線回帰式が不安定となることも理解される。とくに日降水量の地域相関分析では、降水事象と無降水事象とを分離しないで、両観測所間に直線回帰を仮定していたが、両観測所が離れると、一方の観測所の降水事象と他方の観測所の無降水事象が同時に扱われる場合が多く、これが主に相関の低下、さらには回帰式の不安定をもたらしたものと思われる。

こうした理由から本章では、基幹観測所相互の降水の空間的確率構造を降水系・無降水系に分離し、それぞれの系においてその確率構造を明らかにするとともに、それらの確率構造を用いて基幹観測所の日降水量系列をさらに長期のものへと拡充する。¹⁾

3-1 降水系と無降水系の確率構造

日降水量系列においては、日降水量が零である事象が多く出現し、降水事象と区別して無降水事象とよぶ。また、基幹観測所のうちでもさらに観測期間の長期のものと短期のものを順序づけ、前者を基幹観測所、後者を準基幹観測所とよぶことにする。基幹観測所が流域を代表するほどの観測所であるとする、準基幹観測所は支川流域を代表する観測所に相当しよう。

A. 降水・無降水の4状態

さて、基幹・準基幹観測所両者の降水状態を分類すると、つぎの4つの系が考えられる。すなわち、基幹・準基幹観測所ともに降水がある降水系 ($R \cdot R$)、ともに無降水の無降水・無降水系 ($D \cdot D$)、さらに基幹観測所には降水があるが、準基幹観測所は無降水である降水・無降水系 ($R \cdot D$)、その逆の無降水・降水系 ($D \cdot R$) である。表3-1はこれら系の確率構造を示したものであり、 p_1 、 p_2 は基幹観測所が降水である条件のもとで、準基幹観測所に降水がある確率および降水がない確率を示しており、 p_3 、 p_4 は基幹観測所が無降水であるときのそれぞれの出現確率を表わしている。

このように分類すると、 p_1 と p_2 の割合および p_3 と p_4 の割合は、各準基幹観測所で安定した固有の値をもつものであり、基幹・準基幹観測所間の距離および高度差が大きくなると、一般に p_2 、 p_3 の割合は大きくなり、また、季節的にも梅雨期や台風期には p_1 の割合が高く、雷雨や集中豪雨の多い時期には逆に p_2 や p_3 が大きくなろう。なお、上記の分類のうちで ($R \cdot D$) および ($D \cdot D$) 系においては、準基幹観測所の降水強度は

表 3-1 降水・無降水の状態確率

Sub-base Station Base station	R	D	
R	p_1	p_2	$p_1 + p_2 = 1$
D	p_3	p_4	$p_3 + p_4 = 1$

零で問題はないが、(R・R)および(D・R)系においては、さらに準基幹観測所の降水強度を推定しなければならない。そこでまず、(R・R)系について考察しよう。

B. 降水・降水系の直線回帰分析

いま、基幹・準基幹観測所に降水がある場合、両者の降水強度間に直線回帰を仮定すると、2-1で述べたと同様に、

$$y_i = \hat{\alpha} \cdot x_i + \hat{\beta} + \varepsilon_i \quad (3-1)$$

の関係が得られる。ここに、 x_i および y_i は基幹・準基幹観測所で同時に観測された日降水量であり、いずれも零より大きい。 $\hat{\alpha}$, $\hat{\beta}$ は(2-2)式と同様に与えられるが、この場合の n は(R・R)系の降水標本の大きさである。また、偶然量 ε_i の発生も、2-1に述べた方法に準ずる。

なお、両観測所の相関係数は

$$r = \left(\sum_{i=1}^n x_i y_i - n \cdot \bar{x} \cdot \bar{y} \right) / \left[\left(\sum_{i=1}^n x_i^2 - n \cdot \bar{x}^2 \right)^{\frac{1}{2}} \left(\sum_{i=1}^n y_i^2 - n \cdot \bar{y}^2 \right)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (3-2)$$

で与えられるが、 $|r| < 0.3$ では両者に直線回帰が認められがたいので、この場合には、基幹観測所の降水強度とは無関係に、準基幹観測所の日降水量確率分布関数 F_1 に従うランダム標本として、準基幹観測所の日降水量を推定すべきであろう。

C. 無降水・降水系の日降水量確率分布

(D・R)系における準基幹観測所の日降水量は、準基幹観測所の日降水量確率分布関数 F_2 から推定される。この場合の F_2 は(D・R)系に属する降水標本のみから推定されるものであり、一般に(R・R)系の標本に比べてその数が少なく、その分布関数が不安定になると考えられるが、日降水量の分布特性から判断して、指数分布で近似できよう。

3-2 降水の空間的シミュレーションの手順

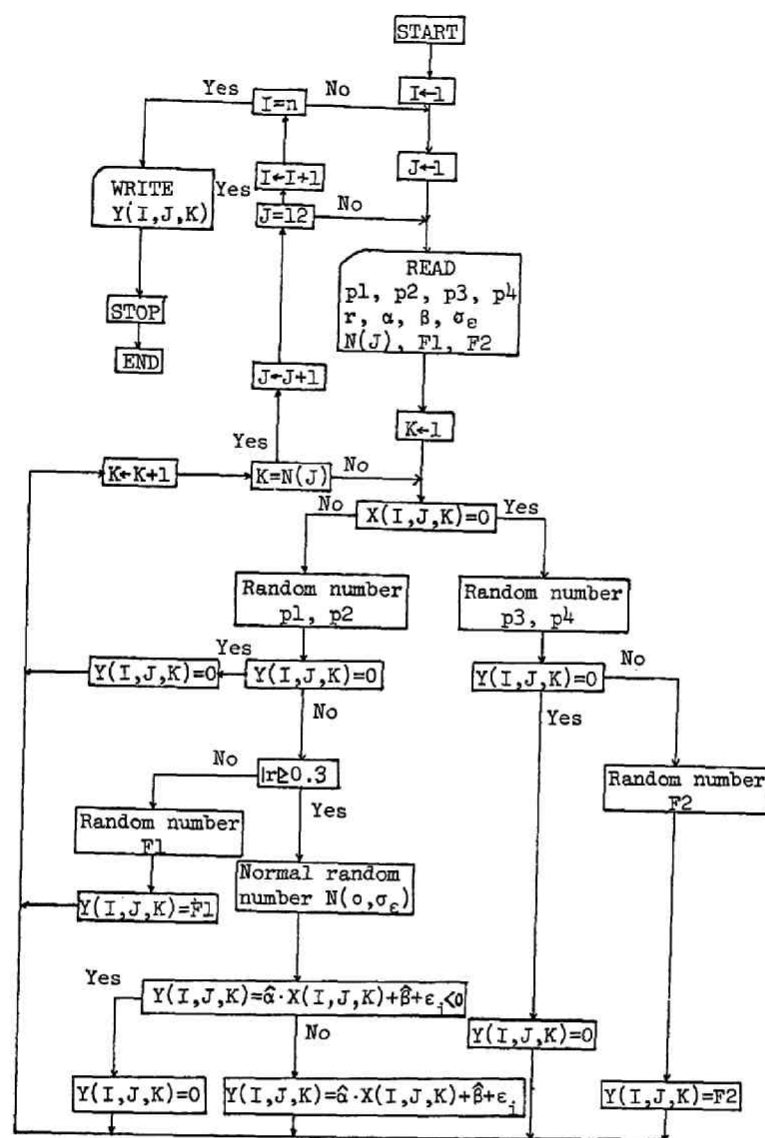
以上のようにして、基幹・準基幹観測所相互の空間的確率構造が把握できると、つぎに述べる空間的シミュレーションが可能である。

1) まず、基幹・準基幹観測所の日降水資料から各月ごとに P_1 , P_2 , P_3 , P_4 の値を求めるとともに、(R・R)系に対しては(3-2)式で与えられる相関係数 r を求める。

2) $|r| \geq 0.3$ の場合には、直線回帰分析をおこない、係数 $\hat{\alpha}$, $\hat{\beta}$ および偶然量 ε_i の標準偏差 σ_ε を求める。一方、 $|r| < 0.3$ の場合には、準基幹観測所の日降水量分布関数 F_1 を(R・R)系に属する降水標本から推定する。

3) 他方、(D・R)系に対しては準基幹観測所の日降水量分布関数 F_2 を(D・R)系に属する降水標本から推定する。

以上の特性量が推定されると、図3-1のフローチャートにしたがって、準基幹観測所の日降水量が基幹観測所の日降水量から容易に推定できる。なお、 P_1 , P_2 の乱数発生は $[0, 1]$ に一様分布する乱数 ξ を用いて、 $0 \leq \xi \leq P_1$ ならば(R・R)系、 $P_1 < \xi \leq 1.0$ ならば(R・D)系とし、 P_3 , P_4 についてもまったく同様である。一方、 F_1 , F_2 の乱数発生は同じく ξ を用いて、



I : Year
 J : Month
 K : Day
 N(J) : Days of J-th month
 p1 : Probability of R.R
 p2 : Probability of R.D
 p3 : Probability of D.R
 p4 : Probability of D.D
 n : Simulated year
 r : Correlation Coefficient of R.R system
 α : Regression Coefficient
 β : Constant
 σ_ε : Residual standard deviation
 F1 : Distribution function of R.R system in the case r < 0.3
 F2 : Distribution function of D.R System
 X(I,J,K) : Precipitation in the base station
 Y(I,J,K) : Simulated precipitation in the sub-base station

図 3-1 基幹・準基幹観測所の空間的シミュレーションのフローチャート

$$\sum_{k=1}^{m-1} f_k < \xi < \sum_{k=1}^m f_k \quad (3-3)$$

を満たす m で与える。ここに $f_k = P_r$ [準基幹観測所の日降水量 $= k$, ただし $k \geq 1$ (mm/day)] であり, $m = 1$ のとき左辺は 0 に等しいとする。²⁾

参 考 文 献

- 1) 石原藤次郎, 池淵周一: 日降水量の空間的・時間的確率構造とそのシミュレーションに関する研究, 土木学会論文集に投稿中
- 2) 津田孝夫: モンテカルロ法とシミュレーション. 培風館, 昭 44.6, pp. 24 ~ 37

第 4 章 基幹観測所における日降水量の時間的 確率構造とそのシミュレーション

第 2 章での地域相関分析、さらに第 3 章での基幹観測所相互の空間的シミュレーションを順次おこなえば、基幹観測所の観測期間にわたって、流域の各観測所において日降水量を補足・拡充することができる。

わが国の降水観測の歴史をみると、その観測期間の最大は普通 50～60 年どまりであろう。ところが、今後の水資源計画の策定においては、あらゆる事象の組み合わせを想定することが必要であり、少なくとも 100～200 年のオーダの標本が必要である。

本章ではこうした理由から、基幹観測所の日降水資料にもとづき、その時間的確率構造を降水量および降水間隔日数の 2 変量独立過程として把握し、その長期間シミュレーション法を提案する。¹⁾本章でのシミュレート結果を第 3 章、さらに第 2 章で述べた方法へと逆に結合していけば、日降水量の広域的な長期間シミュレーションが可能であることはいうまでもない。

4-1 従来の降水シミュレーション・モデルとその問題点

従来、ある地点の降水現象のシミュレーション・モデルは、洪水流出解析とも関連して、短期間の異常な降雨、いわゆる豪雨に多くみられ、それらを大別すると、降水強度特性のみに着目する方法と、降水強度特性および降水生起特性に着目する方法とに分けられよう。前者の具体的な解析方法は、コログラムおよびそのフーリエ変換であるスペクトル解析であり、それらによって検出された時系列の周期性や持続性をモデルに組み入れて降水をシミュレートする方法であり、多くは単純マルコフ過程で近似している。²⁾一方、後者には降水強度・降水継続時間および無降水時間間隔の 3 つの特性量に注目し、無降水時間間隔は他の 2 つの特性量と独立であるとして単独にシミュレートし、降水強度は降水形態ごとに降水継続時間に比例する成分と残差としての偶然量との和で与えられるとしてシミュレートする方法、³⁾さらには時間降水系列を単純マルコフ過程で近似し、無降水事象は 6 次のマルコフ過程で近似する方法⁴⁾などがある。

ところで、近年、こうした豪雨時のシミュレーション・モデルの概念を長期間の日降水量系列に適用する研究がなされているが、日降水量系列では連続的に日降水量が零という事象が多く出現するので、その表現に若干の工夫がなされている。すなわち、角屋・福島・丈達⁵⁾は内水排除計画への適用として、日降水量系列のシミュレーションをおこなっているが、これは晴天日蒸発量を負の降水として系列内にもち込むことにより、降水・無降水に分けることなく、日降水量の発生確率が算出でき、一方、その系列のコログラム解析から冬・春・秋は独立過程、夏は単純マルコフ過程として日降水量を発生させている。この方法はいわば降水強度特性に着目する方法に属し、負の降水という概念を導入して、とくにマルコフ系列のシミュレーション法に特徴があるが、単純正規マルコフ型を介してのシミュレーションであるから多少面倒である。また、室田、端野⁶⁾は長期河床変動問題に関連するモデル降水を設定するために、降水強度特性としての日降水量、降水生起特性としての降水日数および降水間隔日数、合計 3 つの特性量を考え、40 mm/day 以上の降水について、降水強度特性と降水生起特性との相関および降水強度特性内の相関

を無視し、確率モデルを組み立ててシミュレートしている。この方法は降水現象の記述には有効であるが、ある降水日数のときの降水間隔日数の算定に多大の資料を必要とする。また3つの特性量を考えているが、一般に1 mm/day以上の日降水量系列では、降水間隔日数が指数分布に従うことが経験的に知られており⁷⁾、指数分布とポアソン分布の関係から⁸⁾、降水間隔日数の指数分布性が降水日数のポアソン分布性を導くので、降水生起特性としての降水間隔日数だけを考慮すれば十分であろう。

以上、従来の降水シミュレーション・モデルについて述べたが、著者は、1)マルコフ系列としてのシミュレーションよりも独立系列としてのそれが一般に容易であり、2)降水間隔日数が指数分布に従うことと、降水日数がポアソン分布であることは同等である。点を考慮して、日降水量系列が降水強度特性としては日降水量、降水生起特性としては降水間隔日数という2変量のみからなるとし、さらにそれら変量間の独立性を積極的に組み入れて、2変量独立過程としてシミュレーション・モデルを展開した。

こうしたアプローチは工学的実用性を強調するものではあるが、長期間流出解析法との結合により、水資源計画、とくに利水計画での流況予測に十分な精度を提供しえよう。

4-2 2変量独立過程としての日降水量系列

A. モデル化の基本

ある任意地点の日降水量系列は無数の物理的原因要素の相互作用の出現値であるから、その性状は必然的に確率的性格をおび、長期変動・周期変動および偶然変動から構成されていると考えられる。ここに、長期変動とはトレンドともよばれ、年降水量などを問題にする場合には、その長期変動特性も検討されるべきであるが、日単位に関する限りは、この長期変動はないと考えてもよく、周期変動としての季節変動と偶然変動とを考えれば十分である。そこで、著者は降水母集団をいくつかの部分母集団に層別化し、日々の降水量標本はその属する部分母集団からのランダム標本であると考え、季節的な周期変動と偶然変動とを再現することにした。

つぎに、連続する日降水量系列は、つぎのような2変量統計量で表現できるとした。すなわち、いま、 i 日の日降水量を $R(i)$ とすると、 $R(i)$ 系列は一般に図4-1のように描かれるが、これは日降水量が0である事象をも含めた日降水量だけの確率系列であって、いわば降水強度特性のみに注目したものである。ところが一般に、日降水量系列においては零事象が連続することが多く、いま、これら零事象の連続系列を一つの確率変量とみなすと、図4-2のように2変量確率系列が得られよう。すなわち、図4-2は零

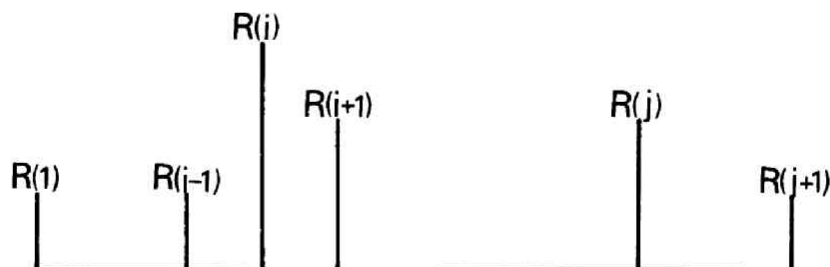


図4-1 日降水量系列 $R(i)$ の模式図

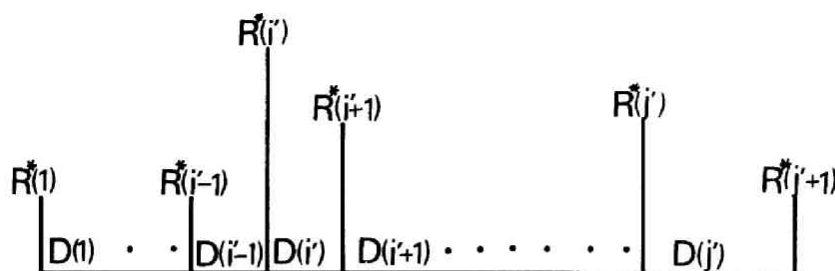


図 4-2 日降水量系列 $R^*(i)$ と降水間隔日数系列 $D(i)$

事象の連続する日数を降水間隔日数系列とよび、これを $D(i')$ で表わし、一方、降水量が正である日は日降水量系列 $R^*(i')$ で表現したものであり、日降水量系列がこれら 2 変数で表現されたと考えたものである。

以上のようにして日降水量系列が $\{R^*(i'), D(i')\}$ ($i' = 1, 2, \dots$) の連続系列で表現されたが、さらに理論展開を容易にするために、日降水現象の確率特性から十分成り立つと考えられる以下の 2 つの仮定を設けた。すなわち、

1) 同一母集団においては、 $\{R^*(i'), D(i')\}$ 系列は相互に独立であり、共通の同時確率密度関数 $P_r(R^*, D)$ をもつ。

2) R^* と D とは互いに独立であるから、同時確率密度関数が次式で与えられる。

$$P_r(R^*, D) = P_r(R^*) \cdot P_r(D) \quad (4-1)$$

以上の仮定を設けることにより、日降水量系列は R^* と D の 2 変数独立過程として表現されたことになる。

B. 仮説の検定法

日降水量系列が 2 変数独立過程としてモデル化できるためには、設定した仮定が十分成り立っているかどうかを検定しておかなければならない。まず、降水間隔日数の指数分布性と降水日数のポアソン分布性およびそれらの等価性に関しては、統計的に、指数分布では平均値と標準偏差が、ポアソン分布では平均値と分散がそれぞれ等しいことが知られており、一方、それらの等価性に関しては、ある期間を降水間隔日数の平均値で除した値が、その期間内の降水日数の平均値に等しいことから評価することができる。

つぎに、A で述べた仮定 1), 2) の検定には、 R^* , D それぞれの系列内での独立性、および R^* , D 相互の独立性を検定すれば十分である。まず、 R^* , D 各系列内の独立性検定には、系列相関係数 r_τ の $\tau=1$ での値 r_1 に関する R. L. Anderson の有意性検定により、 R^* , D 相互の独立性検定には、両系列の単純相関係数 $\rho=0$ に関する t 分布検定によった。これらの検定法は厳密には、正規母集団からの標本に対して導かれたものである。したがって、厳密には 2 変数指数分布母集団の検定論が確立され、それによって検定がなされねばならないが、現時点ではその段階がなく、著者は指数分布母集団の検定論においても、正規性からのゆがみの影響は大きくあらわれないと考えて、上記の検定法が近似的に適用できるとして採用した。

なお、はじめにも述べたように、日降水量 R^* は一般には連続変数であるが、これを離散変数、とくに正の整数値として表現する。これは実際の降水予測における把握の精度としても十分であり、整数値であるので降水間隔日数 D と同様な扱いができるからである。整数化は四捨五入法によりおこない、 $R^* < 0.5 \text{ mm}$

では $R^* = 0$ として無降水事象の取扱いをする。なお、降水間隔日数においては降水が連続する場合、 $D = 1$ 日と考える。

4-3 降水母集団の層別化と分布関数の推定

本節では日降水量系列 $R^*(i)$ と降水間隔日数系列 $D^*(i)$ の2変量が共通の確率分布特性をもつと考えられる期間を求めて、降水母集団の層別化をおこない、層別化された母集団を特徴づける分布関数の推定をおこなう。この場合、層別化された降水母集団とは、日降水量分布および降水間隔日数分布が同一とみなせる期間を意味する。

A. 度数分布の安定性

標本から母集団の確率分布特性を推定する場合、度数分布の安定性がよく問題になる。ところが、ランダム標本であると標本の大きさが増すほど、よい推定値が得られることが理論的・経験的に確かめられている。したがって日降水量および降水間隔日数がそれぞれ独立であることが前節の検定法により証明されたならば、これらの標本はランダム標本とみなされるので、標本の大きさを増すことによって度数分布の安定性が得られる。この場合、現実には標本の大きさに限界があり、また、標本の大きさが多いほど情報処理に多大の費用と時間を要することにもなり、標本年数の決定には度数の安定性および情報処理両面からの考慮が必要であろう。

B. 降水母集団の層別化

一般に、無相関に関する χ^2 検定を拡張すると、分布間の一様性、すなわち同一型の度数分布かどうかを検定することができる。いま、その手順を述べると以下のようである。

(1) 仮説： 各分布 A_i は一様であるとする。すなわち、分布間に差はないものとする。

(2) 観測度数 f_{ij} (ここに j は階級分けの番号) に対する期待度数

$$F_{ij} = \frac{f_{i\cdot} \cdot f_{\cdot j}}{\ell} \quad (4-2)$$

を計算する。ここに、 $f_{i\cdot} = \sum_{j=1}^k f_{ij}$, $f_{\cdot j} = \sum_{i=1}^h f_{ij}$, $\ell = \sum_{i=1}^h \sum_{j=1}^k f_{ij}$ であり、 h, k は i, j の最大数である。

$$(3) \quad \chi_0^2 = \sum_{i=1}^h \sum_{j=1}^k \frac{(f_{ij} - F_{ij})^2}{F_{ij}} \quad (4-3)$$

を計算する。

(4) 自由度 n を次式から計算する。

$$n = (h-1) \cdot (k-1) \quad (4-4)$$

(5) 有意水準 α (一般には $\alpha = 0.05$) を決め、 χ^2 表から自由度 n の χ_α^2 の値を求める。

(6) χ_0^2 と χ_α^2 を比較して、 $\chi_0^2 \geq \chi_\alpha^2$ ならば仮説棄却、 $\chi_0^2 < \chi_\alpha^2$ ならば仮説採択とする。⁹⁾

いま、観測度数分布が安定すると考えられる年数に関して、便宜的に、各月ごとに日降水量 R^* 、降水間隔日数について適当な階級分けのものに観測度数を求め、 χ^2 検定をおこなうと、 R^* 、 D とともに同一とみな

しうる期間分割が月相互間で見出され、それによって一年をいくつかの降水母集団に層別化することができる。

C. 分布関数の推定

Bで層別化された降水母集団ごとに、日降水量および降水間隔日数の分布関数の推定をおこなう。一般に、両分布とも指数型の分布に従うと考えられるので、片対数紙上に観測度数の超過確率をプロットすると、直線形状が得られる。いま、その直線形状に最小二乗法を適用すると近似的に指数分布関数の推定ができ、そのときの超過確率 $P_E(k)$ は、

$$P_E(k) = 1.0 - \sum_{i=1}^k P_i = e^{\hat{a}k + \hat{b}} \quad (4-5)$$

で与えられる。ここに、 $P_i = P_r \{R^* \text{ および } D=i\}$ であり、 \hat{a} 、 \hat{b} は最小二乗法から決定される最確値である。なお、標本から得られた超過確率分布関数が一本の直線で近似できない場合には部分近似をおこなう。

3-1. B, C では述べなかったが、準基幹観測所の日降水量分布関数 F_1 、 F_2 の推定にも、ここで述べた推定法が適用される。

4-4 降水の時間的シミュレーションの手順

4-2 および 4-3 で述べた方法を総合すると、降水をシミュレートすることができるが、その手順は以下になる。

(1) まず、各月ごとに日降水量系列 $R^*(i)$ および降水間隔日数系列 $D(i)$ をもとめ、各系列の系列相関係数および両者の単純相関係数から独立性の検定をおこなう。

(2) 独立性が採択されたならば、同じく各月ごとに R^* および D の観測度数を求め、 χ^2 検定によって、それぞれ同一とみなせる母集団に層別化する。

(3) 両分布が同一とみなせる母集団に再編成する。

(4) つぎに、これら層別化された母集団ごとに、日降水量および降水間隔日数それぞれの超過確率をもとめ、最小二乗法により分布関数を推定する。

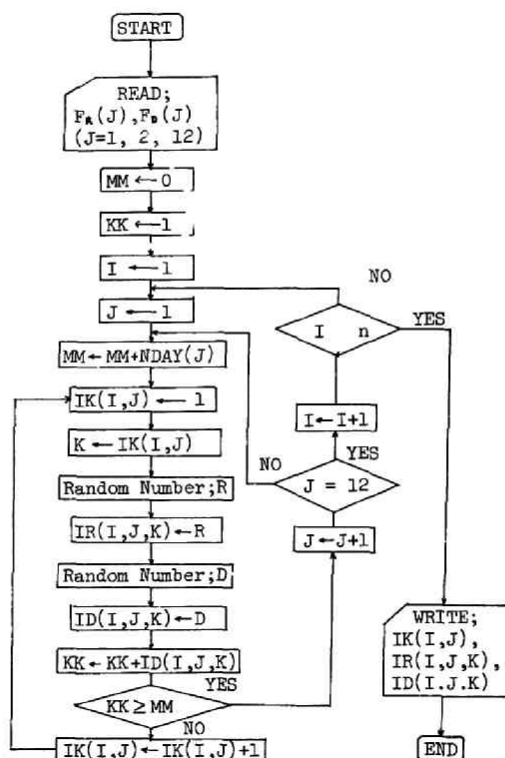
(5) その推定された分布関数に応じて乱数を発生させ、日降水量および降水間隔日数を交互に独立に決定していく。なお、乱数発生は、3-2 でも述べたように $\{0, 1\}$ に一様分布する乱数 ξ を用いて、

$$\sum_{k=1}^{m-1} P_k < \xi \leq \sum_{k=1}^m P_k \quad (4-6)$$

を満たす m で与える。ここに、 $P_k = P_r \{R^* \text{ および } D = k\}$ であり、 $m=1$ のとき左辺は 0 に等しいとする。

(6) このように両者を決定していき、母集団の異なる期間に達すれば、それに引続き、次の降水母集団の特性値に応じて同様に乱数を発生させていく。こうして一年間がシミュレートされたならば、同様の手順によって任意の年数の降水をシミュレートすることができる。

以上をフローチャートで示すと図 4-3 のようになる。なお、以上は R^* 、 D それぞれの系列内および



I; Year $F_n(J)$; Distribution function of
 J; Month the daily precipitation intensity
 KK; Day $F_o(J)$; Distribution function of
 MM, Total days the continuous dry days
 n; Simulated year $IR(I,J,K)$; Simulated precipitation intensity
 NDAY(J); Days of J-th month $ID(I,J,K)$; Simulated dry days
 $IK(I,J)$; Number of precipitation days

図 4-3 基幹観測所の時間的シミュレーションのフローチャート

両者の間の独立性が採択された場合であるが、独立でない場合にはマルコフ過程的取扱いも必要となってくる。この問題は今後の課題であり、本研究ではこれ以上考察しないことにした。

以上、本編では観測所を基幹観測所・準基幹観測所および周辺観測所に順序づけ、それぞれ順序づけられた観測所間の相互関係を、地域相関分析、基幹観測所相互の空間的確率構造および基幹観測所の時間的確率構造把握によって関連づけ、日降水量の広域的な長期間シミュレーション法を組み立てた。以上の方法を次章では主に淀川流域に適用し、その有効性を実証する。

参 考 文 献

- 1) 石原藤次郎, 池淵周一: 日降水量の空間的・時間的確率構造とそのシミュレーションに関する研究, 土木学会論文集に投稿中

- 2) たとえば V. T. Chow and S. Ramaseshan : Sequential Generation of Rainfall and Runoff Data, Proc. ASCE, Hy4, vol. 91, Jul. 1965. pp. 205~233.
- 3) R. A. Grace and P. S. Eagleson : The Synthesis of Short-Time Increment Rainfall Sequences, M. I. T. Dep of Civil Eng. Hydrodynamics Lab. Report-No. 91, May. 1966.
- 4) A. Pattison : Synthesis of Hourly Rainfall Data, Water Resources Research, vol. 1, No. 4, 1965, pp. 489~498.
- 5) 角屋 睦, 福島 晟, 文達俊夫 : 日雨量系列の模擬発生と内水排除計画への適用, 京都大学防災研究所年報 第13号B, 昭45. 3.
- 6) 室田 朗, 端野道夫 : 土砂輸送に関連するモデル降雨の設定について, 昭43年度土木学会関西支部年次学術講演会講演概要, II-33, 昭43. 5.
- 7) 前出5)
- 8) 本間鶴千代 : 待ち行列の理論, 理工学社, 1966. 3, pp. 179~181.
- 9) 岸根卓郎 : 理論・応用統計学, 養賢堂, 昭44. 7. pp. 391~394.

第 5 章 近畿地方、とくに淀川流域への適用と考察

本章では、前章までの理論的アプローチを近畿地方、とくに淀川流域に適用し、その結果について考察する。そのためにまず、近畿一円の降水特性を主に地域相関分析から考察し、ついで水需要立地から降水予測、さらには流況予測の緊要な淀川流域に対象を限定し、広域的な長期間降水シミュレーション法を適用する。

5-1 近畿地方における降水の地域相関分析

A. 降水資料

近畿地方の表流水源は、琵琶湖をはじめ淀川・熊野川・紀ノ川・由良川・円山川・揖保川・市川・加古川など広域的に分布しており、その供給源である降水量を把握するためには、多数の地点での長期間観測資料が必要である。降水の地域相関分析の適用にあたっては、以下の基準にもとづいて観測所を選定した。すなわち、1) 基幹観測所としては50年以上の観測期間があり、欠測の少ないこと、2) 基幹観測所の支配圏が大きく重複しないこと、3) 基幹観測所の地域特性を考慮すること、4) 周辺観測所としては欠測が少なく、10～15年間の観測期間があること、5) 観測所数は資料収集・計算時間を考慮して100～150箇所に限定すること、などである。

現在、三重県・福井県を含めて近畿地方には、気象庁・各府県庁・建設省所轄の雨量観測所が約400箇所あるが、上記の基準で選定・抽出した観測所を表5-1に、その位置を図5-1に示す。図で明らかのように、基幹観測所には、京都気象台・大阪管区気象台・神戸海洋気象台・和歌山気象台・彦根気象台・豊岡測候所・敦賀測候所・生野観測所・福知山観測所および洞川観測所を選んだ。なお、資料の採用期間は日・旬単位については昭和38、39年の2年間、月・年単位については昭和25年頃から39年までの10～15年間のものを用い、計算は京都大学大型計算機センター FACOM230-60によった。

B. 平均降水量の分布

近畿地方は気候的には北から裏日本・内陸・瀬戸内・表日本型の特色を示し、降水量の地域的分布も複雑である。図5-2(a), (b), (c), (d), (e)は上記の資料から算出した平均月降水量の分布図であり、図上の各値を $\frac{1}{30}$, $\frac{1}{3}$, 12倍するとそれぞれ平均の日・旬・年降水量の分布図となる。なお、季節は全年(1～12月)、冬期(12～2月)、春期(3～5月)、夏期(6～8月)、秋期(9～11月)に分けた。

全年でみると、姫路・神戸・大阪・和歌山をはじめとする瀬戸内沿岸は少雨域であり、尾鷲を中心とする紀南および若狭湾沿岸・山陰が多雨域、内陸部はその中間域となっている。ここで注目すべきは、少雨域が京都近くまで侵入していることであり、つぎに述べる等相関係数線図にもその影響があらわれている。さらに季節ごとにみると、冬期は若狭湾沿岸・山陰が多く、春期も比良山地・生野・丹後山地に多雨域がみられるものの、多雨域は南下しており、この傾向は夏期において著しく紀南に多雨域を集中させている。秋期になると多雨域が日本海側にも現われてきており、冬期の降水量分布に移行していくものと考えられ

表 5-1 解析に用いた雨量観測所

No.	Station	Equip- ment	Height	Beginning Date	No.	Station	Equip- ment	Height	Beginning Date	No.	Station	Equip- ment	Height	Beginning Date
HYOGO PREFECTURE					52	OE	A.R.		S 28. 1. 1	102	SAWAGAI	A.R.		S 33. 1. 1
1	TOYOOKA	A.R.,N.R.	4	T 9. 1. 1	53	KURODA	A.R.	320	S 27. 9. 1	103	KINOMOTO	N.R.	107	M 27. 1. 1
2	KINOSAKI	N.R.	8	M 31. 1. 1	54	HIFIZAN	N.R.	832	S 2. 2. 1	104	MAKINO	A.R.		S 30. 1. 1
3	IZUSHI	N.R.	19	M 31. 1. 1	55	MINEYAMA	N.R.	23	M 23.11. 1	105	HIKONE	A.R.,N.R.	87	M 26. 1. 1
4	SASAYAMA	N.R.	200	M 31. 1. 1	56	KYOGAMISAKI	N.R.	140	S 22. 7. 1	106	IMAZU	N.R.	88	M 27. 1. 1
5	YOKA	N.R.	40	M 31. 7. 1	57	HAISUKA	N.R.			107	TARAO	N.R.	485	M 40. 1. 1
6	SAJI	N.R.	130	M 31. 1. 1	58	KURAMA	N.R.	568	S 28. 1. 1	108	TSUCHIYAMA	A.R.,N.R.	263	M 38. 5. 1
7	SUENO	A.R.,N.R.	195	S 31. 4. 1	59	KUMOGAHATA	N.R.	250	M 41. 6. 1	109	RACHIMAN	N.R.	88	M 27. 1. 1
8	KAIBARA	N.R.	120	M 31. 1. 1	60	UBARA	A.R.		S 28. 1. 1	110	HINO	A.R.,N.R.	163	T 4. 1. 1
9	NISHINOMIYA	N.R.	19	S 37. 9. 1	61	TAKAHARA	A.R.		S 29. 1. 1	111	MANSOKORO	A.R.,N.R.	300	M 44. 1. 1
10	AKASHI	N.R.	6	M 32. 1. 1	OSAKA PREFECTURE					112	YOSHITSUKI	N.R.	270	M 44. 1. 1
11	KOBE	A.R.,N.R.	58	M 30. 1. 1	62	OSAKA	A.R.	7		113	OTSU	N.R.	140	M 27. 1. 1
12	NISHIWAKI	N.R.	60	S 15. 8. 1	63	ENOGI	N.R.	34	T 4. 6. 1	114	ICHIBA	N.R.	185	M 27. 1. 1
13	MIKI	N.R.	40	M 31. 1. 1	64	NISHINOSE	A.R.		S 22. 1. 1	115	KATADA	N.R.	87	M 39. 5. 1
14	AMAGASAKI	N.R.			65	IKEDA	A.R.		S 21. 1. 1	116	KITAKOMATSU	A.R.,N.R.	87	M 40. 1. 1
15	HIMEJI	A.R.,N.R.	36	S 23. 1. 1	66	TOGO	N.R.	235	M 25. 4. 1	117	CHIKUBUJIMA	A.R.	101	M 31. 4. 1
16	IKUNO	A.R.,N.R.	300	M 31. 1. 1	67	IBARAKI	A.R.		S 21. 1. 1	NARA PREFECTURE				
17	TATSUNO	N.R.	40	S 15. 8. 1	68	HIRAKATA	A.R.		S 21. 1. 1	118	NARA	A.R.,N.R.	63	
18	YAMASAKI	N.R.	85	S 26. 1. 1	69	ISHIKIRI	A.R.		S 25. 1. 1	119	KAWAKAMI	A.R.,N.R.	365	S 15. 1. 1
19	KAMIGORI	A.R.,N.R.	30	S 26. 1. 1	70	YAO	A.R.		S 21. 1. 1	120	TAKAMI	A.R.	380	S 29. 5. 1
20	ICHINOMIYA	N.R.	175	M 31. 1. 1	71	CHIHAYA	A.R.		S 25. 1. 1	121	OYODO	N.R.	160	S 30. 5. 1
21	MURAOKA	N.R.	213	M 31. 1. 1	72	YOKOHAMA	A.R.		S 25. 1. 1	122	GOJO	A.R.	105	M 30. 1. 1
22	THAWA	N.R.	5	M 36. 1. 1	73	YAMATAKI	A.R.		S 25. 1. 1	123	HAIBARA	N.R.	330	T 8. 6. 1
23	SUNOTO	A.R.,N.R.	109	T 9. 1. 1	74	KISHIWADA	N.R.	20	M 24. 4. 1	124	SONI	N.R.	420	T 9. 6. 1
24	TOSHI	N.R.	12		75	TONDABAYASHI	N.R.	60	M 24. 4. 1	125	OYAMA	N.R.	230	M 30. 1. 1
25	SAYO	N.R.			76	TAHARA	A.R.		S 21. 1. 1	126	ZENKI	N.R.	839	T 9. 1. 1
26	SANDA	N.R.			77	OTORI	N.R.	20	M 24. 4. 1	127	TERAKAITO	A.R.,N.R.	360	M 30. 1. 1
27	FUKUZAKI	N.R.	75	M 31. 1. 1	78	MIKUNI	A.R.		S 34. 1. 1	128	KOJINDAKE	N.R.	1190	T 10. 1. 1
28	WADAYAMA	N.R.	72	M 31. 1. 1	79	HARA	A.R.		S 31. 1. 1	129	DOROGAWA	A.R.,N.R.	820	M 30. 1. 1
29	ARINO	N.R.	220	S 25.11. 1	80	MIYAMA	A.R.		S 21. 1. 1	130	MINAMINOSHIO	N.R.	470	M 30. 1. 1
KYOTO PREFECTURE					81	KANAKUMADERA	A.R.		S 22. 1. 1	131	KOTSUBOSE	A.R.		S 27. 1. 1
30	HAIZURU	A.R.	30	S 22. 4. 1	82	HIGASHINOSE	A.R.		S 23. 1. 1	132	OJI	A.R.,N.R.	45	M 30. 1. 1
31	MIYAZU	N.R.	2	S 25.12. 1	WAKAYAMA PREFECTURE					FUKUI PREFECTURE				
32	KYOTO	A.R.	41	M 13.10. 1	83	WAKAYAMA	A.R.,N.R.	14	M 12. 7. 1	133	TSURUGA	A.R.,N.R.	1	M 31. 1. 1
33	FUKUCHIYAMA	N.R.	18	M 23.11. 1	84	HIGASHINOGAMI	A.R.,N.R.	65	S 26. 1. 1	134	OBAMA	A.R.,N.R.	2	M 30. 7. 1
34	KAMOGAWA	A.R.		S 28. 1. 1	85	KOYASAN	A.R.,N.R.	820	M 15. 7. 1	135	TAKAHAMA	N.R.	5	M 30. 7. 1
35	KAMEOKA	N.R.	110	M 23.11. 1	86	YAMATA	A.R.,N.R.	230	M 26. 1. 1	136	KUMAGAWA	A.R.,N.R.	90	M 30. 7. 1
36	UJI	A.R.	14	S 29. 5. 1	87	GOBO	N.R.		M 15. 7. 1	137	MIKATA	N.R.	50	M 30. 7. 1
37	SHUZAN	N.R.		M 24. 6. 1	88	RYUJIN	A.R.,N.R.	403	M 44. 7. 5	138	SUGINASHI	N.R.	180	S 16. 1. 1
38	HANASE	A.R.		S 28. 1. 1	89	KIYOKAWA	N.R.	174	S 1. 1. 1	MIE PREFECTURE				
39	TANABE	N.R.	50	S 28. 1. 1	90	KURUSUGAWA	A.R.,N.R.	99	M 26. 6. 1	139	TAMATAKI	N.R.		S 17. 1. 1
40	HONNE	A.R.	200	S 29. 5. 1	91	ICHIKANO	N.R.	85	S 22.11. 1	140	ABO	N.R.		S 25. 1. 1
41	IDECHO	A.R.		S 28. 1. 1	92	SHICHIKAWA	N.R.	110	M 44.12. 1	141	NABARI	N.R.	199	M 24. 2. 1
42	SONOBE	N.R.	132	M 23.11. 1	93	SHINGU	N.R.	9	M 15. 7. 1	142	ENO	A.R.,N.R.	159	M 23. 1. 1
43	YOTSUYA	A.R.		S 28. 1. 1	94	SHIMOMISAKI	A.R.,N.R.	73	T 12. 1. 1	143	OKUTSU	N.R.	254	M 33. 7. 1
44	UBUNE	A.R.		S 28. 1. 1	95	SHIRAHAMA	A.R.,N.R.	14	S 29. 6. 1	144	TSU	A.R.,N.R.	2	M 22. 7. 1
45	KIZU	N.R.	55	M 23. 5. 1	96	HASEKEBARA	A.R.		S 25. 7. 1	145	OKASE	A.R.,N.R.	14	M 24. 4. 1
46	HIRAYA	A.R.		S 27. 1. 1	97	SASHIMOTO	A.R.		S 27. 5. 1	146	AKAGI	N.R.	110	S 17. 2. 1
47	ASHU	A.R.	359	T 14. 1. 1	98	TSUKAWA	A.R.,N.R.	260	T 14. 7. 1	147	IOKKACHI	A.R.,N.R.	47	M 24. 2. 1
48	MIZUHO	N.R.	175	S 26. 4. 1	SHIGA PREFECTURE					148	ISE	N.R.	2	M 24. 2. 1
49	WACHI	N.R.	100	S 16. 8. 1	99	MIZUGUCHI	N.R.	174	M 27. 1. 1	149	HAMAJIMA	N.R.	3	M 33. 4. 1
50	AYABE	N.R.	40	M 23.11. 1	100	HONJO	N.R.		S 17. 1. 1					
51	KOYAKA	A.R.		S 33. 1. 1	101	KIMOI	N.R.		S 17. 1. 1					

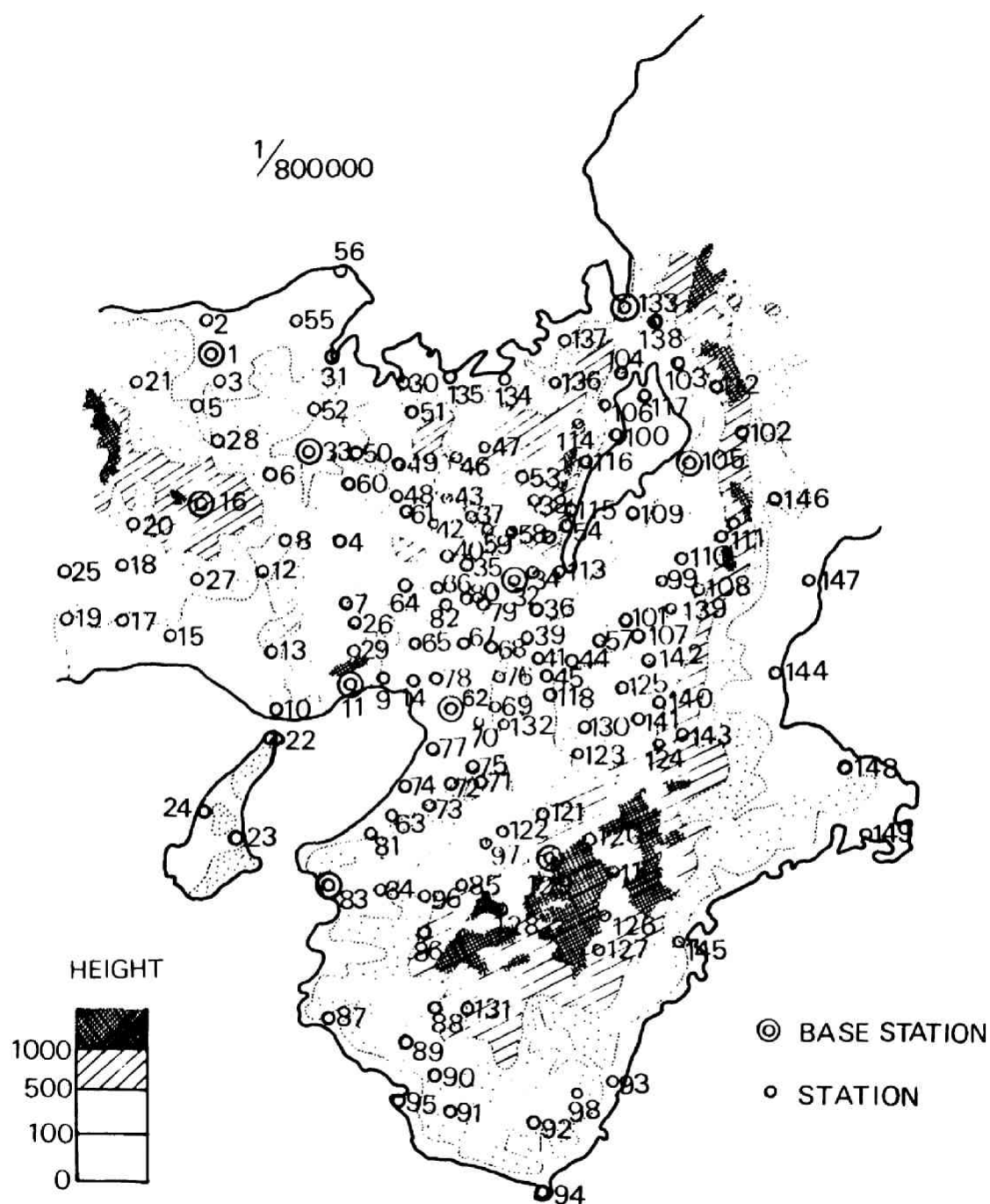


図5-1 観測所の位置

る。瀬戸内はいずれの季節においても少雨であるが、とくに冬期はきわめて少なくなっている。これら降水量分布の特徴には、冬期は降雪、夏期および秋期は梅雨および台風による豪雨の影響が大きいものと考えられ、量的には梅雨と台風によるものが多い。さらに、これらの降水量分布性状には地形、とくに高標高地帯の影響が大きく、その存在が分布の境界を形成しているが、詳細はつぎに述べる。

C. 等相関係数線図

10箇の基幹観測所を中心として、その周囲にある多数の観測所との間で(2-1)式で与えられる地域相関係数を算出し、その値の等しい地点を結んだ等相関係数線図を図5-3～図5-14に示す。主に高相関の形状をみるために、相関係数 r が0.800以上のもの、すなわち $r=0.900, 0.850, 0.800$ を対象とした。

(1) 係数線の形状； いずれの基幹観測所においても、各観測時間単位、各季節とも相関係数が0.900, 0.850, 0.800と小さくなるにつれ、その相関の支配面積は大きくなっている。しかも、その大きさと増加傾向には、それぞれ基幹観測所ごと、また季節ごとに特徴が見出せる。ここでは日単位の係数線を中心に考察する。

(a) 全年(図5-3)； まず、年間を通じての平均的な特徴を示す全年においては、 $r=0.900$ の支配面積が大阪・神戸・福知山のごく狭い範囲に限られているが、相関係数の減少とともに和歌山・彦根・豊岡にもその範囲が広がり、 $r=0.800$ では丹波・比良・伊吹・鈴鹿・紀伊山地などの高標高地帯での制限はあるが、平野部において相当広く分布している。また r の減少による支配面積の増加も、その周囲に平野部が広がっている地点では顕著であり、周囲を高標高地帯で制限されている地点では、その増加は緩慢である。

(b) 冬期(図5-4)； 冬期においては、高相関は大阪・和歌山を中心とした瀬戸内沿岸に広がっているが、それも紀伊・丹波山地などで制限され、他の基幹観測所では相関があってもごく狭い範囲である。この季節は降水が降雪の形態をとることが多く、日本海側や高標高地帯では相関の範囲がきわめて狭くなっている。

(c) 春期(図5-5)； 春期においては、 $r=0.900$ の支配面積は豊岡・福知山・生野中心と、琵琶湖・淀川沿いの彦根・京都・大阪中心にある。 r の減少による支配面積の増加が著しく、ほぼ近畿一円をおおっており、洞川中心にもごく狭いが、高相関の範囲が出現している。

(d) 夏期(図5-6)； $r=0.900$ の範囲は大阪・和歌山・彦根・福知山・豊岡中心にごく狭い範囲に限られており、 r の減少による支配面積の増加も小さい。この季節は前半は梅雨、後半は台風の襲来があり、それら豪雨の局地性がこれら係数線の特徴づけをいよう。

(e) 秋期(図5-7)； $r=0.900$ の範囲は夏期とよく似た形態を示しているが、 $r=0.850, 0.800$ になると夏期に比べて相関の支配面積の増加が著しく、洞川中心にも高相関が広がり、近畿一円をおおっている。この季節は9月に台風の襲来が多く、局地性を示すと考えられるが、10・11月の降水も対象としており、 $r=0.850, 0.800$ ではその影響が小さく、春期と同様、高相関が広がっている。

(2) 係数線と観測時間単位； 観測時間単位を日・旬・月・年と長くとっていった場合の係数線の変化を考察しよう。2-3で述べたように、一般には観測時間単位が長くなると地域相関係数が大きくなり、

それらを連ねた等相関係数線図も広がるものと考えられる。

(a)全年(図5-3, 5-8, 5-9, 5-14); $r=0.900$ でみると、日から旬単位になると、その支配面積が著しく増加するが、旬から月・年単位になってもその広がりが増大は小さく、彦根・大阪などは逆に減少している。 r が0.850, 0.800となると、この傾向がますます強くなり、年単位では敦賀・洞川など一部を除いて、支配面積が減少している。また、いずれの図においても、和歌山・大阪・京都・彦根を結ぶ方向への広がり支配的であり、他の基幹観測所の広がり具合とも考え合わせると、観測時間単位を旬・月・年と長くとっても、降水分布は地形と密接な関係にあるようである。ただ、ここで問題となるのは、多くの基幹観測所で年降水量の高相関支配面積が減少していることであり、2-3で述べた理論的考察と若干異なる結果になっている。この問題は、年降水量になると現象論的に降水の地域的独立性が出現するのか、あるいは計算過程にその原因があるのかを、今後さらに実証的・理論的に追求すべきであろう。

つぎに、日単位と月単位の比較から、季節ごとの係数線を考察しよう。

(b)冬期(図5-4, 5-10); 日から月単位になると、相関の支配面積は大きくなるが、平野部での広がりが大きく、日本海側や高標高地帯では大きな広がり認められない。降雪の地域的分布が不規則であって、降雪形態の類似範囲がごく狭いことを意味していよう。

(c)春期(図5-5, 5-11); いずれの係数線においても、敦賀・彦根・京都・大阪・神戸・和歌山中心の平野部・盆地部で相関の支配面積の拡大が見られるが、豊岡・生野・福知山・洞川では支配面積が減少するか、あるいは相関の範囲が消失している。

(d)夏期(図5-6, 5-12); この季節においては、月単位の係数線は、日単位のものをそのまま広げた形になっており、その拡大率は平野部において大きい。

(e)秋期(図5-7, 5-13); $r=0.900$ では日から旬単位への支配面積の増加が急激であり、 $r=0.850$, 0.800 では基幹観測所の支配面積がかなりの部分重複している。

以上、近畿地方の等相関係数線図について考察したが、それらを要約すると、つぎのようになる。

(1)降水の地域的な相関は季節的に異なっており、降雪形態をとる冬期は降雨形態をとる他の季節に比べて高相関の範囲が狭い。

(2)地域的な相関は同心円的には広がらず、地形と密接に関係しており、平野部では相当広い範囲にまで高相関が分布するが、高標高地帯では制限され、それを境に相関はきわめて悪くなる。

(3)観測時間単位が長くなるにつれて、降水の地域的な変動が減少して、高相関の範囲が広がる。しかも、この傾向は日から旬単位への変化において、地域的には平野部において、また季節的には春期・夏期および秋期において著しい。

(4)年降水量においては、観測時間単位を長くすると高相関の範囲が広がるという理論的考察に適合しない基幹観測所がいくつかあり、今後、検討しなければならない。

なお、図5-3の $r=0.900$ には $r \doteq 1$, $\hat{\alpha} \doteq 1$, $\hat{\beta} \doteq 0$ の範囲が破線で示されており、 $r=0.900$ の実線の範囲よりもさらに狭くなっているが、この範囲に含まれる地域では、基幹観測所の資料をそのまま用いても大きな誤差はなかろう。他の観測時間単位・季節においても、各図の $r=0.900$ の支配面積

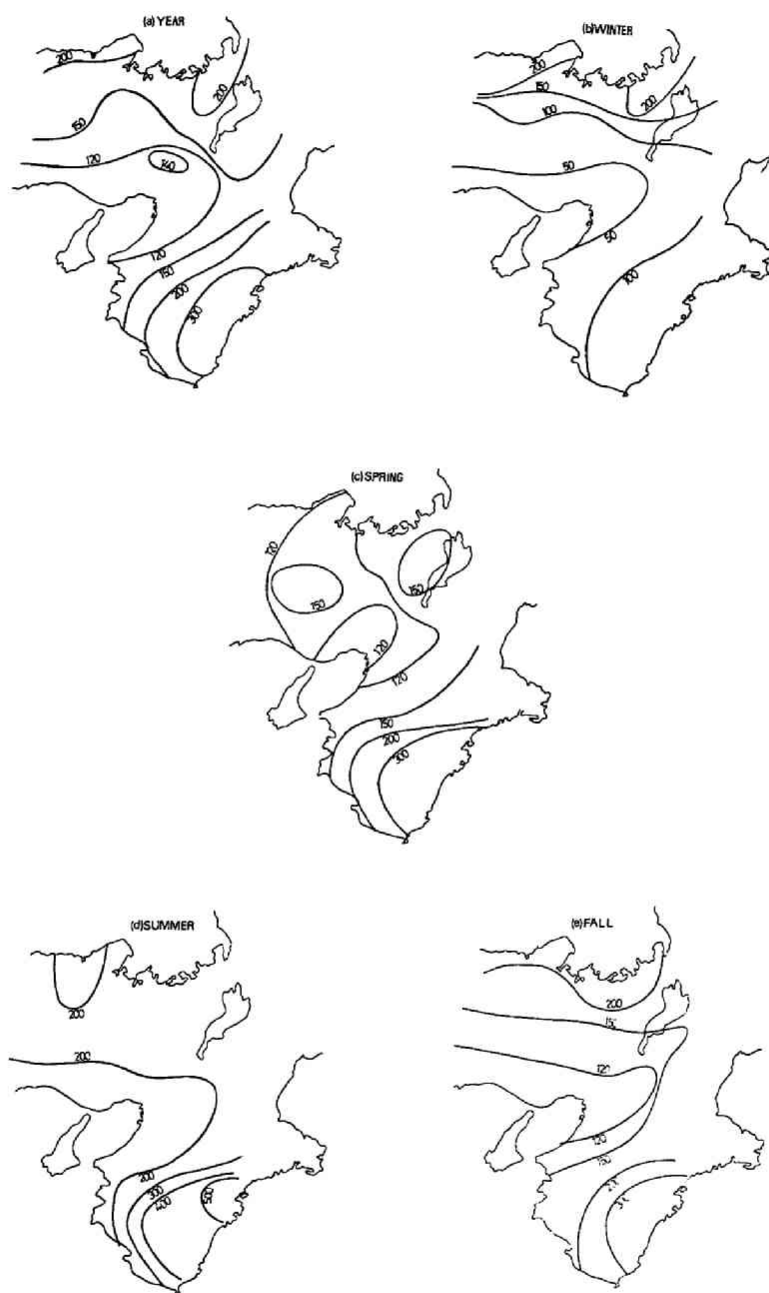


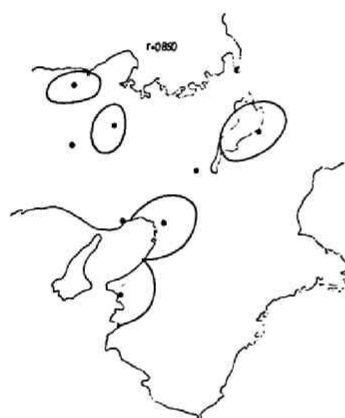
図5-2 平均月降水量の分布



(daily precipitation; year)



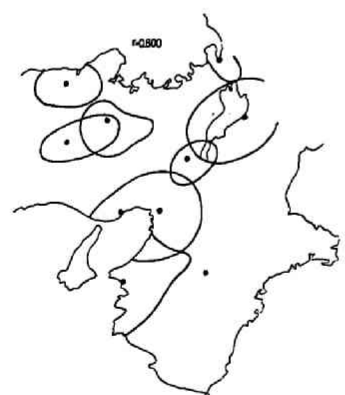
(daily precipitation; winter)



(daily precipitation; year)



(daily precipitation; winter)



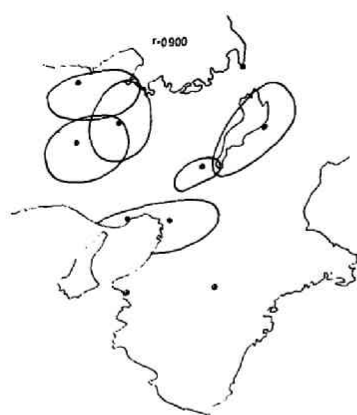
(daily precipitation; year)



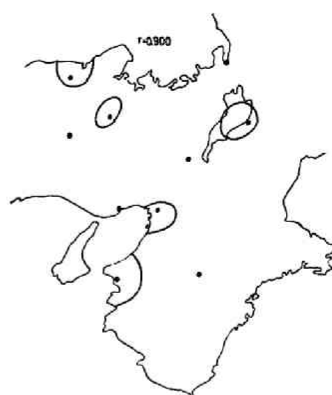
(daily precipitation; winter)

图 5-3 等相関係数線図
(日単位：全年)

图 5-4 等相関係数線図
(日単位：冬)



(daily precipitation; spring)



(daily precipitation; summer)



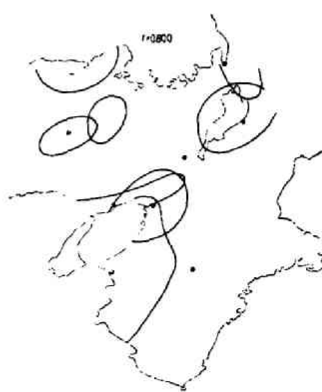
(daily precipitation; spring)



(daily precipitation; summer)



(daily precipitation; spring)



(daily precipitation; summer)

図5-5 等相関係数線図
(日単位:春)

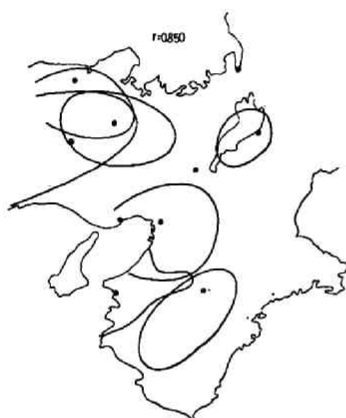
図5-6 等相関係数線図
(日単位:夏)



(daily precipitation; fall)



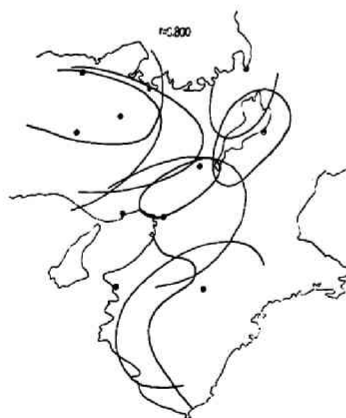
(10 days precipitation; year)



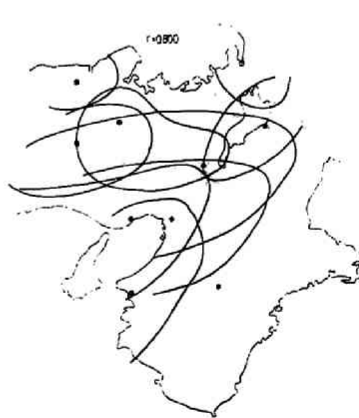
(daily precipitation; fall)



(10 days precipitation; year)



(daily precipitation; fall)



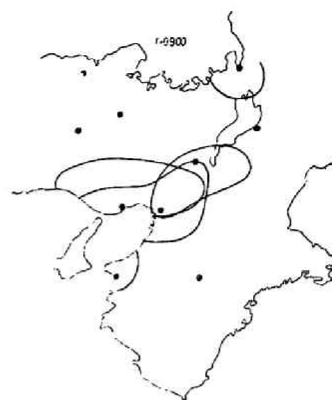
(10 days precipitation; year)

图5-7 等相関係数線図
(日単位: 秋)

图5-8 等相関係数線図
(旬単位: 全年)



(monthly precipitation; year)



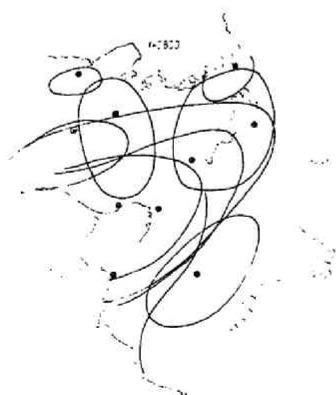
(monthly precipitation; winter)



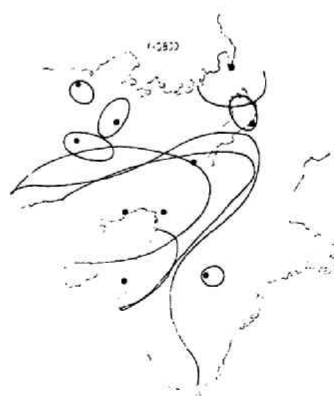
(monthly precipitation; year)



(monthly precipitation; winter)



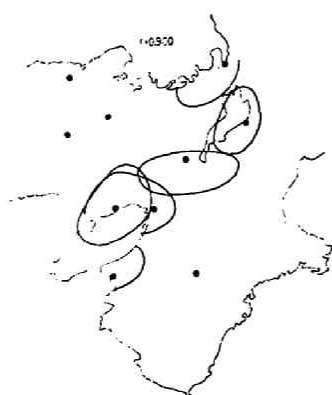
(monthly precipitation; year)



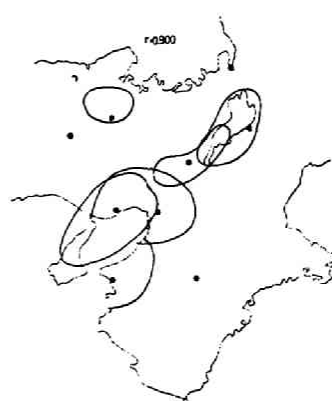
(monthly precipitation; winter)

圖 5-9 等相關係數線圖
(月單位：全年)

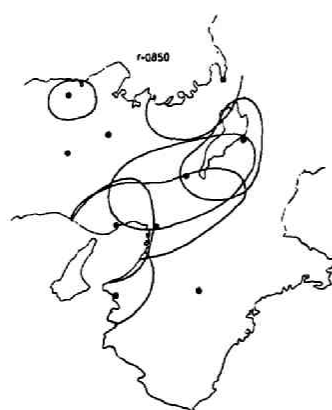
圖 5-10 等相關係數線圖
(月單位：冬)



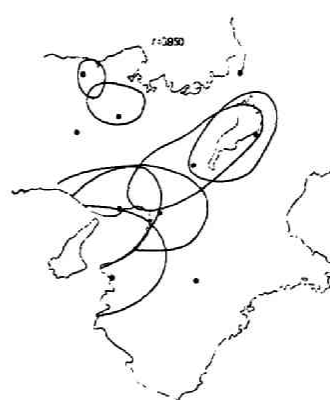
(monthly precipitation; spring)



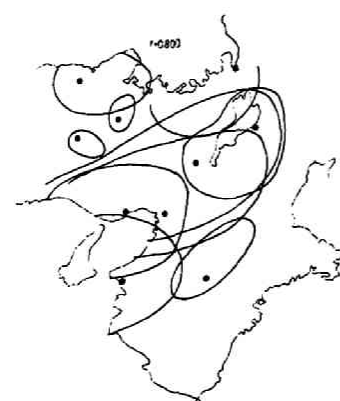
(monthly precipitation; summer)



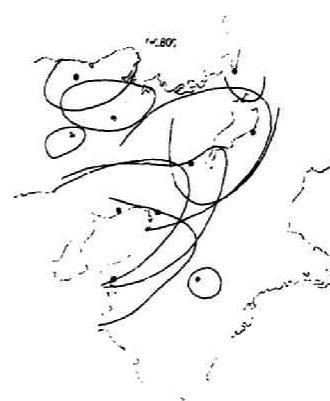
(monthly precipitation; spring)



(monthly precipitation; summer)



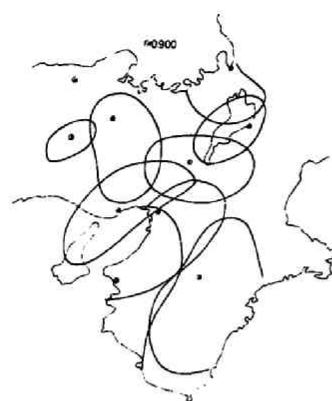
(monthly precipitation; spring)



(monthly precipitation; summer)

图 5-11 等相関係数线图
(月单位:春)

图 5-12 等相関係数线图
(月单位:夏)



(monthly precipitation; fall)



(annual precipitation)



(monthly precipitation; fall)



(annual precipitation)



(monthly precipitation; fall)



(annual precipitation)

図5-13 等相関係数線図
(月単位: 秋)

図5-14 等相関係数線図
(年単位)

の大きさに応じて $r \doteq 1$, $\hat{\alpha} \doteq 1$, $\hat{\beta} \doteq 0$ の範囲が決定されよう。

D. 地域相関係数と地形要素

等相関係数線図の考察から、地域相関係数が地形と密接に関係していることが明らかとなった。そこで地域相関係数と地形要素との関係を量的に評価するため、地形要素として基幹観測所と周辺観測所との水平距離 L 、および高度差 H を選び、地域相関係数 r とともに図示したのが図 5-15 である。資料数を多くするため図にはすべての基幹観測所の $r=0.800$ 以上を図示した。基幹観測所から離れるにつれ、また高度差が大きくなるにつれて、相関が悪くなる傾向は認められるが、基幹観測所の支配圏を量的に評価するまでにはいたっていない。地域相関係数が水平距離と高度差の2変数のみでは十分に表現しえないことも考えられるので、今後は他の地形要素を導入するとともに、さらに資料数の増加をはかり量的評価をおこなう必要がある。

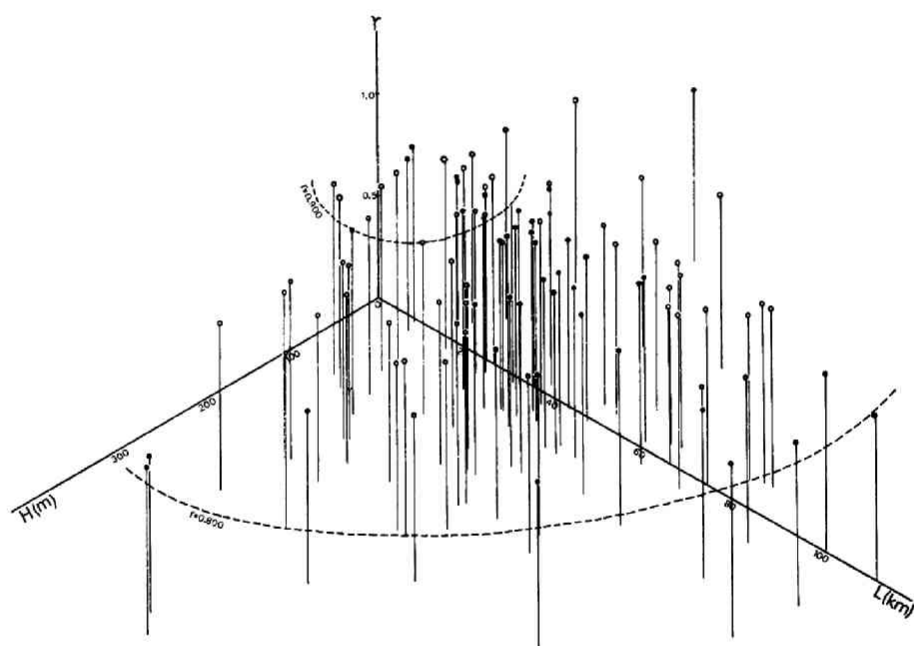


図 5-15 観測所間の水平距離 L 、高度差 H と地域相関係数 r の関係

E. 観測網配置の基準

ここでは地域相関分析から得られた降水の空間的性状と水需要立地とを考慮して、既設の観測網についてその配置の妥当性を検討しよう。¹⁾

水資源開発が緊急を要する淀川流域では、本章で選ばれた基幹観測所・周辺観測所でもかなりの範囲にわたって降水量把握が可能であり、旬・月・年となると、彦根・京都・大阪基幹観測所の地域代表性が大きく、十分、降水性状がとらえられる。ただ冬期における京都・彦根基幹観測所の支配面積が狭いこと、地域的には木津川上流域の降水量が十分とらえられていないことを考えると、これらの地域でさらに基幹観測所を選ぶ必要がある。また、予測時間単位が年・月・旬・日と短くなるにつれ、基幹観測所の数を増

やすとともに、多くの周辺観測所を抽出、さらには新設する必要がある。

紀ノ川流域では、和歌山の支配圏が紀伊山地で制限されている。紀伊山地の多雨は豊富な水資源をもたらすので、洞川の他にもいくつかの基幹観測所を選定し、夏期・秋期の梅雨・台風、冬期の降雪の高標高地からくる局地性を考え、さらに降水観測所を密に抽出し新設する必要がある。

由良川・円山川は日本海側に面し、今後、水資源開発が促進される地域であり、冬期の降雪量が多いことは水資源開発地域として有望である。降雪の性状把握は観測・測定技術の困難ともなうが、高標高地の地域的相関の狭小さを考えると、さらに密度の高い基幹観測所網あるいは周辺観測所網を組立てていくべきであろう。

揖保川・市川・加古川などは瀬戸内の小雨域を流下しているが、臨海地の重化学工業の飛躍的發展を考えると水需要の急激な増大が見込まれ、降水量の適確な把握が必要である。これらの地域の平野部は降水性状がかなり似ており、姫路を基幹観測所を選べば十分であるが、水源地付近ではさらに細かく基幹観測所および周辺観測所を配置する必要がある。

以上は主に日単位で降水量を把握しようとする場合の配置基準であったが、予測の時間単位をより長くすれば、上述の配置基準は幾分ゆるめられよう。

以上、降水資料の整備法の確立、降水の空間的性状の把握を対象とし、その一つの方法として降水の地域相関分析を近畿地方に適用したが、基幹観測所を中心として描いた等相関係数線図は、降水の空間的性状を把握するのに有効であり、さらに基幹観測所の支配圏の大きさがとらえられるので、適切な観測網配置の基準を提供しうることがわかった。そこで次節以下ではこれらの結果を基礎に、水需要の切迫している京都・大阪・神戸をかかえる淀川流域に対象を絞り、日降水の空間的・時間的確率構造をさらに詳細に考察しよう。

5-2 淀川流域における降水の地域相関分析

A. 追加資料

5-1 Eで述べた観測網配置の基準から明らかなように、淀川流域の降水特性をさらに適確に把握するためには、木津川上流域および桂川上流域に基幹観測所が必要であり、それに応じて表5-1以外にもいくつかの周辺観測所を抽出する必要がある。著者は5-1 Aでの観測所選定基準を念頭に、木津川上流域においては上野測候所を、桂川上流域においては園部観測所を基幹観測所として選び、さらに周辺観測所として桂川流域に対しては歌垣を、木津川流域に対しては阿波・島ヶ原・針ヶ別所を追加した。これら観測所の位置は前編図7-1ですでに示されている。

したがって、淀川流域の降水把握には京都・大阪・彦根・上野・園部の5基幹観測所およびその周辺にある亀岡・名張をはじめとする約30箇所の観測所が解析資料となる。なお、解析に用いた資料は、基幹観測所に関しては京都：1886-1965年（80年間）、彦根：1926-1965年（40年間）、上野：1938-1965年（28年間）、園部：1926-1965年（40年間）、大阪：1926-1965年（40年間）の日降水資料、周辺観測所に関しては1958-1963年にわたる6年間の日降水資料である。上野は観測所開設が1937年4月であるので、他の基幹観測所よりも資料期間が短

なっている。

B. 地域相関係数および直線回帰式の安定性

日降水量が確率変数である以上、(2-1)式での地域相関係数および(2-2)式で与えられる直線回帰式の定数 $\hat{\alpha}$ 、 $\hat{\beta}$ は、資料のとり方により変動することが予想される。5-1では1963および1964年の2年間の日降水資料で解析を進めたが、その結果の妥当性については以下に考察しよう。

図5-16は高相関の一例として京都・大阪間を選び、地域相関係数 r および $\hat{\alpha}$ 、 $\hat{\beta}$ の分布で解析資料の採用年数との関連を示したものである。 r 、 $\hat{\alpha}$ 、 $\hat{\beta}$ とも各季節で採用年数の増加にともない、分布の分散は小さくなり、安定する傾向を示している。とくに等相関係数線図を左右する r の分布は夏を除くと、1年の採用年数でもかなり安定しており、3年以上になると夏においても安定した形態をとることが読み取れる。また、回帰係数 $\hat{\alpha}$ は冬、春においては2年でほとんど安定しており、夏、秋も3年以上になるとその安定度は高い。 $\hat{\beta}$ の分布は2年では分散が大きい結果になっているが、その変動巾が0~2 mm/dayであることを考えると、解析的には安定度が低いとはいえない。

一方、相関の悪い例として京都・彦根間で同様の解析をおこなった結果が図5-17である。 r 、 $\hat{\alpha}$ 、 $\hat{\beta}$ の分布とも、各季節で採用年数の増加にともない分散は小さくなるが、その分散の減少率は京都・大阪間ほどではない。 r に関しては3年以上になっても安定度は悪いが、 $\hat{\alpha}$ に関しては3年以上になるとかなり安定しており、 $\hat{\beta}$ も分散は若干大きい。その変動巾から考えれば、解析的には安定とみなしてよさそう。

以上の結果および考察は、高相関の範囲では2年の解析資料でもかなり有効な結果をもたらしており、 $r \geq 0.800$ という前述の近畿地方への適用結果が降水の空間的性状を十分表現しているといえよう。ただし、相関の悪い範囲にまで2年間の解析結果を拡張することは危険である。したがって、降水の地域相関解析をより有効とするためには、4ないし5年の解析資料を採用すべきであり、淀川流域においても、以後の地域相関分析には1958~1962年の5年間の日降水資料を採用することにした。

C. 基幹観測所の支配圏

ここでは、6章での流況シミュレーションへの適用との関連から、淀川流域でも木津川・桂川流域に対してを限定し、それら流域における雨量観測網について考察する。

図5-18は京都・園部および上野基幹観測所を中心とする日単位での等相関係数線図を描いたものである。5-1、Cで述べた基幹観測所が京都だけの場合に比べると、高相関の範囲が広くなり、両流域ではこれら3つの基幹観測所で十分、降水特性が把握できる。桂川流域に関しては、京都と園部の支配圏が重複する部分も大きい。高相関を期待するならば、両基幹観測所は不可欠である。

つぎに、季節別に等相関係数線図の特徴を考察すると以下のようである。

まず、冬期は他の季節に比べると、これら基幹観測所の高相関の支配圏はいくぶん小さい。とくに桂川流域では北部の高標高地帯に、木津川流域では南紀山地に連なる地域に相関の低い部分が存在する。しかし、これら地域も相関係数 $r = 0.700$ の線でおおわれることを思うと、3つの基幹観測所でもかなりの降水特性が把握できよう。

春期は両流域とも $r = 0.800$ の支配圏内にある。園部の高相関支配圏が大きく、桂川流域は園部基幹観測所だけでも十分である。木津川流域では上野の支配圏は南北の方向に広がっており、ほぼ標高の等し

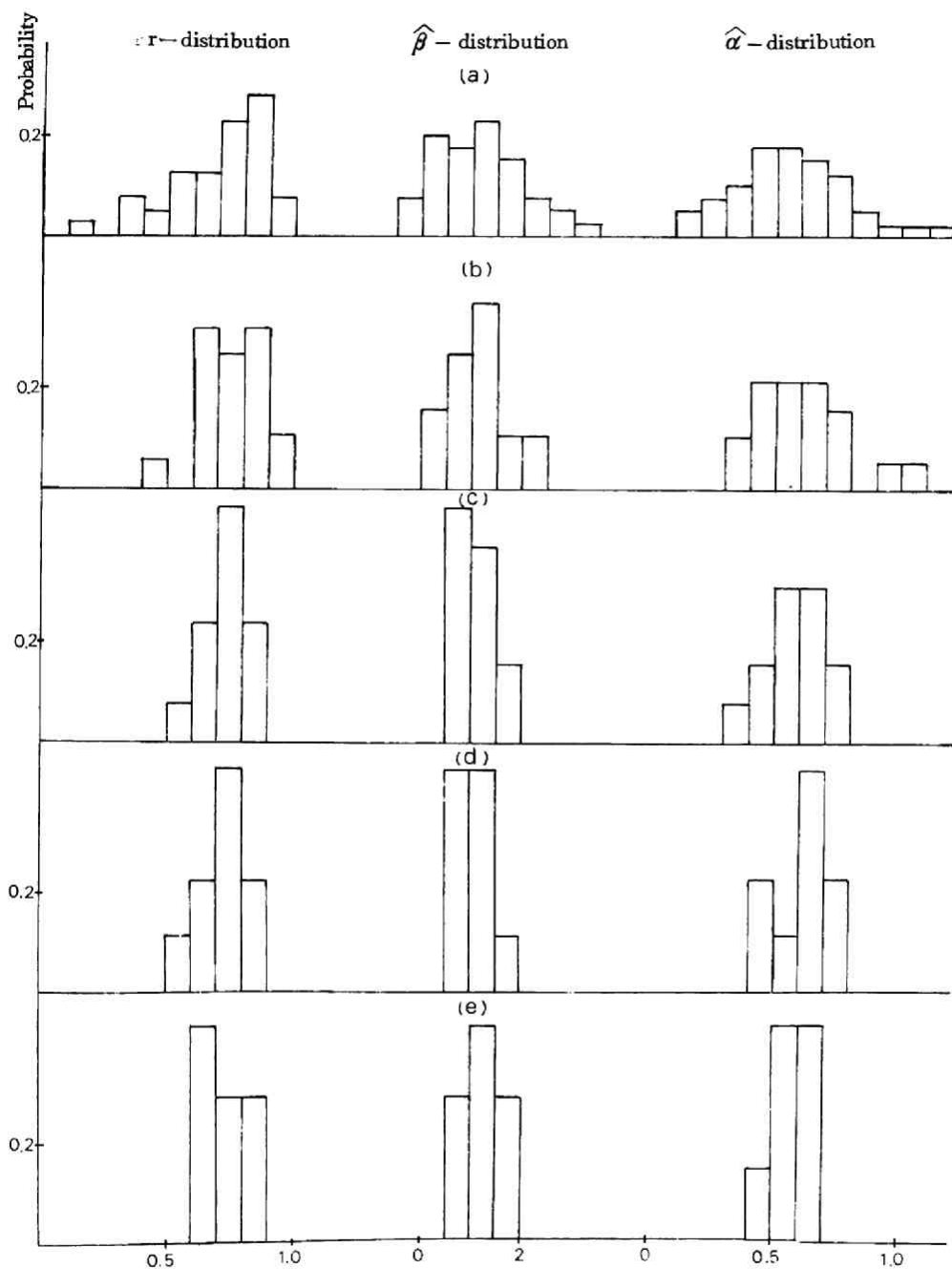


図 5-16 標本の大きさによる r , $\hat{\alpha}$, $\hat{\beta}$ の分布 (適用例: 京都-大阪)
 (a) 1 年標本 (b) 2 年 (c) 3 年 (d) 4 年 (e) 5 年

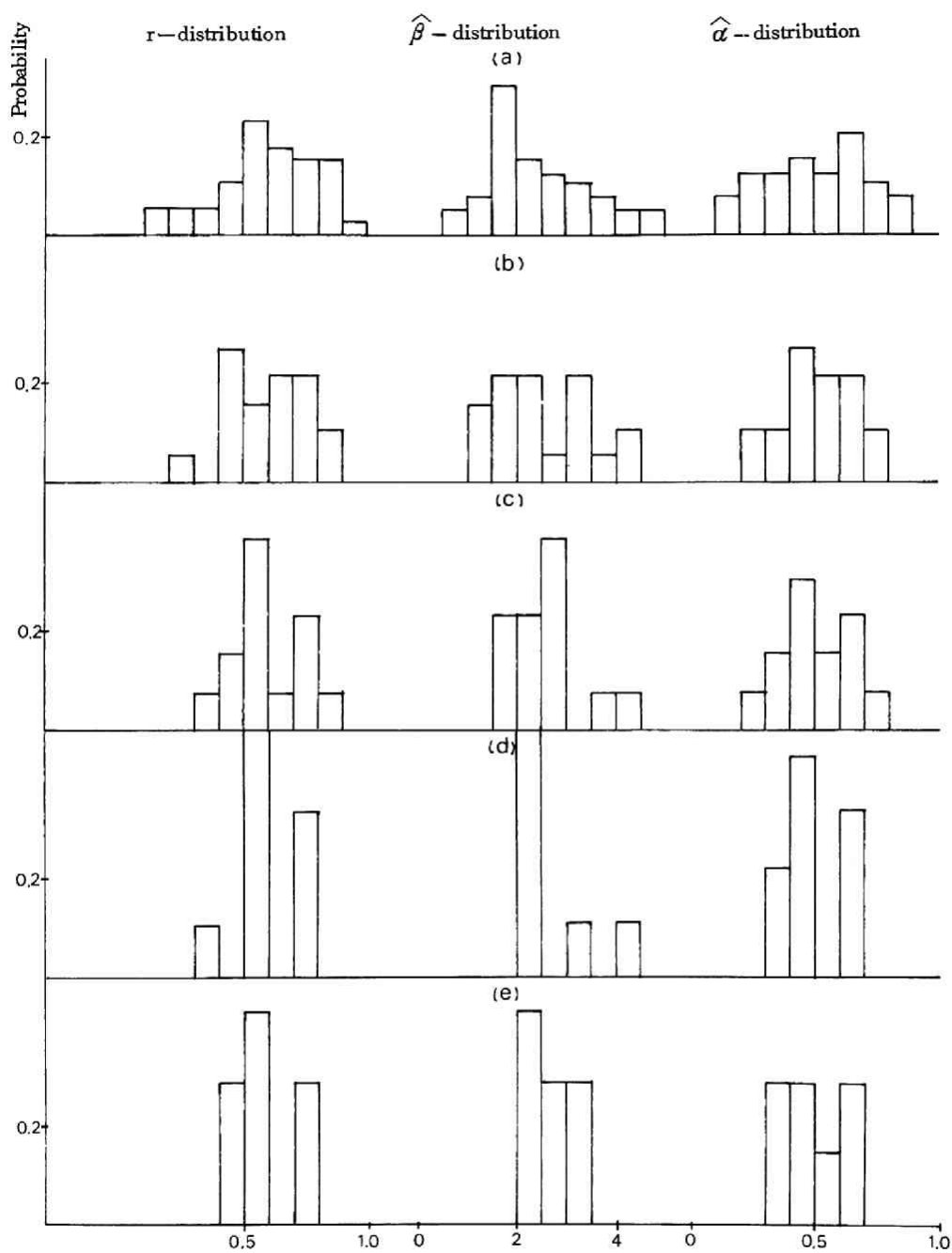


図5-17 標本の大きさによる r , $\hat{\alpha}$, $\hat{\beta}$ の分布 (適用例: 京都一彦根)
 (a) 1年標本 (b) 2年 (c) 3年 (d) 4年 (e) 5年

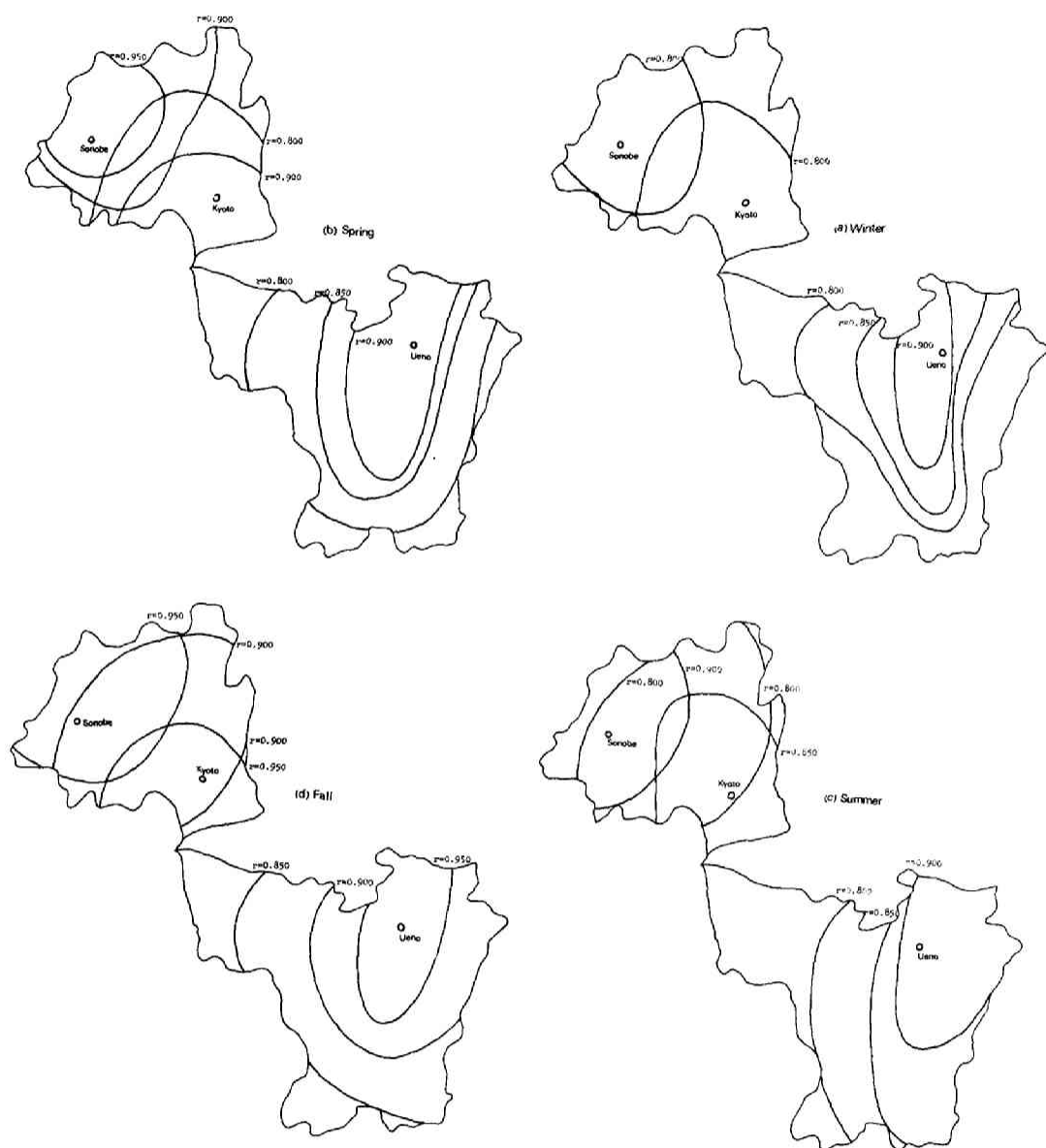


図5-18 木津川・桂川流域の等相関係数線図

い部分に一致するようである。

夏期も春期とほぼ同様の形状を示しているが、木津川流域に関しては上野の支配圏が東にも広がっており、さらに高相関の範囲が拡大している。

秋期は高相関の範囲がさらに拡大し、桂川流域ではほぼ全域が $r=0.900$ の支配圏内に含まれ、木津川流域でも加茂地点より上流域は、 $r=0.850$ の支配圏内にほぼ含まれている。

以上の考察結果は、木津川・桂川流域の降水特性が、京都・園部・上野基幹観測所の支配圏内にあることを意味しており、以後の解析において周辺観測所の降水把握、さらには予測が、これら基幹観測所との関係で論じられることを実証したといえよう。

5-3 京都気象台と大阪 上野・彦根・園部準基幹観測所間の空間的シミュレーション

基幹観測所のうちでも淀川流域を代表する基幹観測所としては、流域のほぼ中央に位置し、その観測開始も1881年という長い降水記録をもち、しかもその記録に欠測がない京都気象台を選び、また各支川流域を代表する準基幹観測所としては、琵琶湖流域：彦根気象台、木津川流域：上野測候所、桂川流域：園部観測所、淀川本川流域：大阪管区気象台、の計4箇所を選んだ。

一方、解析期間は度数の安定性からいえば長いほどよいが、著者の考えでは準基幹観測所は基幹観測所よりも観測所としてのランクは1階級下であると考えられるから、その観測期間は一般に基幹観測所に比べると短くなるざるをえない。また、空間的シミュレーション・モデルの有効性を観測標本との比較から評価する場合、シミュレート結果を解析期間の観測標本と比較するのではなく、解析期間以後の観測標本と比較・考察する方がよりシミュレーション・モデルとしての有効性を検証できよう。こうした理由から、本節の解析では1926～1945年の20年間を空間的シミュレーション・モデルの解析期間として考察を進めた。

A. 降水・無降水の4状態の割合

表5-2は京都気象台と大阪・上野・彦根・園部観測所間における1926～1945年資料にもとづく(R.R)，(R.D)および(D.R)，(D.D)系の生起回数を示したものであり、表5-3はその確率表示である。大阪については5年ごとの値も併記してある。なお、各欄の上段左が(R.R)，右が(R.D)，下段左が(D.R)，右が(D.D)の値を示している。

いずれにおいても(R.R)の生起回数は(D.D)のそれに比べて少なく、また大阪・上野に関しては各

表5-2 (R.R)，(R.D)，(D.R)，(D.D)の生起回数

MONTH STATION	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
OSAKA (1926-1945)	92 ¹ ₂₆ 53 ¹ ₄₇	108 ¹ ₂₃ 54 ¹ ₃₇	164 ¹ ₃₇ 74 ¹ ₃₄	168 ¹ ₂₉ 43 ¹ ₃₅	168 ¹ ₂₈ 35 ¹ ₃₇	183 ¹ ₃₉ 42 ¹ ₃₄	160 ¹ ₃₃ 89 ¹ ₃₆	131 ¹ ₅₃ 76 ¹ ₃₅	185 ¹ ₆₂ 38 ¹ ₃₁	159 ¹ ₂₇ 33 ¹ ₃₉	133 ¹ ₃₀ 39 ¹ ₂₉	102 ¹ ₃₈ 52 ¹ ₄₂
UENO (1938-1945)	31 ¹ ₁₃ 19 ¹ ₁₈	54 ¹ ₂₀ 9 ¹ ₁₃	82 ¹ ₁₄ 13 ¹ ₁₇	69 ¹ ₁₂ 10 ¹ ₁₇	76 ¹ ₁₃ 4 ¹ ₁₅	87 ¹ ₁₃ 10 ¹ ₁₈	70 ¹ ₁₄ 23 ¹ ₁₉	64 ¹ ₃₇ 19 ¹ ₁₂	73 ¹ ₂₀ 21 ¹ ₁₂	73 ¹ ₁₁ 8 ¹ ₁₅	53 ¹ ₁₃ 11 ¹ ₁₆	36 ¹ ₁₂ 15 ¹ ₁₈
HIKONE (1926-1945)	116 ¹ ₂₂ 29 ¹ ₂₅	128 ¹ ₁₅ 34 ¹ ₂₃	174 ¹ ₁₀₄ 64 ¹ ₂₇	153 ¹ ₇₃ 58 ¹ ₃₁	138 ¹ ₅₉ 65 ¹ ₃₅	151 ¹ ₆₅ 74 ¹ ₃₀	164 ¹ ₇₂ 85 ¹ ₂₉	125 ¹ ₇₃ 82 ¹ ₃₃	179 ¹ ₇₂ 68 ¹ ₂₉	143 ¹ ₈₉ 49 ¹ ₃₇	123 ¹ ₁₀₆ 49 ¹ ₃₂	102 ¹ ₁₆₉ 52 ¹ ₂₉
SONOBE (1926-1945)	95 ¹ ₁₀₈ 50 ¹ ₃₆	114 ¹ ₁₀₀ 48 ¹ ₂₉	153 ¹ ₈₈ 85 ¹ ₂₉	152 ¹ ₇₆ 59 ¹ ₃₁	133 ¹ ₆₄ 70 ¹ ₃₅	157 ¹ ₇₆ 68 ¹ ₂₉	175 ¹ ₆₁ 74 ¹ ₃₀	131 ¹ ₆₄ 76 ¹ ₃₄	184 ¹ ₇₉ 63 ¹ ₂₇	133 ¹ ₈₃ 59 ¹ ₃₄	123 ¹ ₉₅ 49 ¹ ₃₁	103 ¹ ₁₀₁ 51 ¹ ₃₆

表5-3 (R・R), (D・R)の生起確率

STATION		Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
O	1926-	R.R	0.635	0.667	0.689	0.796	0.828	0.813	0.643	0.633	0.749	0.828	0.773	0.662
	1945	D.R	0.055	0.058	0.097	0.075	0.068	0.105	0.089	0.129	0.108	0.063	0.070	0.082
S	1926-	R.R	0.744	0.548	0.613	0.778	0.830	0.780	0.635	0.622	0.652	0.659	0.683	0.614
	1930	D.R	0.053	0.073	0.132	0.117	0.080	0.112	0.044	0.093	0.165	0.071	0.131	0.128
A	1931-	R.R	0.561	0.676	0.755	0.833	0.851	0.754	0.652	0.582	0.810	0.958	0.833	0.702
	1935	D.R	0.045	0.050	0.070	0.046	0.038	0.121	0.107	0.153	0.106	0.028	0.060	0.076
K	1936-	R.R	0.697	0.744	0.698	0.857	0.956	0.893	0.684	0.610	0.857	0.852	0.861	0.778
	1940	D.R	0.058	0.050	0.111	0.120	0.056	0.087	0.104	0.160	0.057	0.091	0.045	0.064
A	1941-	R.R	0.586	0.756	0.737	0.745	0.746	0.864	0.632	0.678	0.757	0.872	0.773	0.636
	1945	D.R	0.065	0.062	0.083	0.018	0.102	0.101	0.104	0.120	0.128	0.066	0.048	0.067
UENO (1938-1945)		R.R	0.620	0.857	0.863	0.873	0.950	0.897	0.753	0.771	0.777	0.901	0.828	0.706
		D.R	0.066	0.126	0.093	0.076	0.078	0.092	0.092	0.227	0.139	0.067	0.075	0.062
HIKONE (1926-1945)		R.R	0.800	0.790	0.731	0.725	0.680	0.671	0.659	0.604	0.725	0.745	0.715	0.662
		D.R	0.465	0.399	0.274	0.189	0.142	0.174	0.195	0.178	0.205	0.209	0.249	0.364
SONOBE (1926-1945)		R.R	0.655	0.704	0.643	0.720	0.655	0.698	0.703	0.633	0.745	0.693	0.715	0.669
		D.R	0.228	0.253	0.232	0.196	0.154	0.204	0.165	0.156	0.225	0.195	0.223	0.218

月とも(R・D), (D・R)がほぼ同数であるのに対して、彦根・園部は冬期に(D・R)系が非常に多く、両地点は京都よりも降水生起がひんぱんである。つぎに、大阪における(R・R), (R・D)系の割合は5月および10月に若干の変動が見られるが、その他の月においてはほぼ安定した値を示している。他の準基幹観測所についても、これらの系の割合は安定した値を示しており、こうした結果は、空間的シミュレーション法における(R・R), (R・D), (D・R), (D・D)系の分離が有効であることを実証しており、以後の解析の基本となる。なお、表5-3をより詳細に観察すると、以下の特徴も見出されよう。すなわち、

1) (R・R)系の割合 P_1 は大阪・上野に比して彦根・園部は相対的に小さい。一方、(D・R)系の割合 P_2 は大阪・上野に比較して、彦根・園部が相当高い値を示している。こうした特徴には基幹観測所と準基幹観測所との距離および高度差が影響している。概していえば、京都気象台の降水形態の類似性は北ではなく、南に指向しており、木津川・本川流域側に広がっているといえる。

2) さらに季節的にみると、(R・R)系の割合は、大阪では冬期・夏期で低く、梅雨期・台風期を含む春期および秋期で高く、また彦根では冬期および秋期が高く、夏期は低いが、園部では季節的に大きな変化はない。一方、(D・D)系の割合は、大阪・上野では値そのものが小さいが、冬期に低く、夏期に高い傾向を示し、彦根・園部では冬期・秋期がとくに高い。こうした特徴は降水の地域相関分析でもみられたが、梅雨期・台風期にはこれら観測所間の降水形態がかなり類似しているが、冬期には京都気象台の降水形態が彦根・園部により近いことを意味しており、また雷雨期を含む夏期はその雨域がかなり狭くなることも理解できよう。

以上の結果は、降水が空間的・季節的にかなり異なった形態をとることを意味しており、さらに降水現象を降水系と無降水系に分離すべきことを明らかにしている。以下では準基幹観測所の降水強度推定に必要な(R・R)系および(D・R)系の解析に限定して考察を進める。

B. 降水・降水系の確率構造

表5-4は基幹・準基幹観測所間で(3-2)式で与えられる(R.R)系の相関係数 r を求めたものであり、表5-5は(2-2)式から求めた $\hat{\alpha}$ 、 $\hat{\beta}$ の値を示したものである。京都・大阪間では各月とも高相関を示しているが、8月はその値がやや低い。京都・上野間も相関は高いが、8、9月はとくに低い。京都・彦根間、京都・園部間はいずれも各月において相関が低く、ほとんどの月でその値は0.5未満になっている。こうした結果は、1mm/day以上の降水強度間においては大阪・上野間は京都に類似しているが、彦根・園部間は京都との類似性がいくぶん弱いことを意味している。したがって、以後の解析では、彦根・園部間で $|r| < 0.3$ なる月は(R.R)系が無相関であるとし、その他の月および大阪・上野間の全月は、5-2.Bで述べた直線回帰式の安定性を考え、標本の大きさがもっとも大きい1926-1945年資料に対応する $\hat{\alpha}$ 、 $\hat{\beta}$ を採用した。

表5-4 (R.R)系の相関係数

Month STATION	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
OSAKA	0.713	0.744	0.824	0.825	0.716	0.799	0.690	0.591	0.715	0.827	0.769	0.787
UENO	0.576	0.848	0.674	0.740	0.676	0.661	0.566	0.455	0.420	0.721	0.829	0.837
HIKONE	0.311	0.528	0.431	0.293	0.369	0.525	0.421	0.240	0.474	0.525	0.461	0.225
SONOBE	0.498	0.511	0.448	0.265	0.361	0.269	0.471	0.270	0.392	0.390	0.446	0.395

表5-5 $\hat{\alpha}$ と $\hat{\beta}$ の最確値(上段： $\hat{\beta}$ ，下段： $\hat{\alpha}$)

Month STATION	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
OSAKA	0.925 0.844	2.838 0.708	3.022 0.635	1.855 0.785	3.164 0.636	4.459 0.561	5.656 0.627	6.767 0.529	2.859 0.806	1.983 0.942	2.121 0.731	1.842 0.751
UENO	2.625 0.612	1.905 0.863	3.205 0.543	3.863 0.567	3.298 0.470	4.984 0.666	8.473 0.484	11.684 0.396	8.224 0.355	2.830 1.170	0.584 1.104	1.339 0.957
HIKONE	6.881 0.383	4.990 0.471	6.788 0.377	8.091 0.283	7.884 0.408	13.008 0.333	10.918 0.413	11.203 0.138	8.422 0.415	5.768 0.667	6.122 0.483	9.461 0.257
SONOBE	3.668 0.640	3.829 0.593	6.497 0.413	9.118 0.264	8.952 0.459	13.447 0.154	8.912 0.592	14.025 0.246	9.945 0.557	8.574 0.656	5.583 0.571	5.931 0.359

C. 無降水・降水系の確率構造

(D.R)系の降水量確率分布関数 F_2 を考察したが、該当する標本の少ない大阪・上野間でわずか数ヶ月、とくに降水量の大きい部分で分布型が歪んでいるが、その他はほぼ指数分布に従っており、 F_2 の推定には4-3.Cで述べた最小2乗法を採用した。

D. 観測標本とシミュレーション結果との比較・検討

以上、 P_1 、 P_2 、 P_3 、 P_4 、 $\hat{\alpha}$ 、 $\hat{\beta}$ 、 σ_ε および F_1 、 F_2 が推定されたので、図3-1の手順に従えば、大阪・上野・彦根・園部各準基幹観測所の日降水量がシミュレートできる。以下では京都気象台の1946~1965年日降水資料に対応する各準基幹観測所のシミュレート結果を観測標本と比較し、シミュレーション・モデルの有効性を考察した。

1) σ_ε を一定とした場合 ; まず, (3-1)式における付加偶然量 ε_i を残差系列 $\{y_i - (\hat{\alpha}x_i + \hat{\beta})\}$ の全標本から算出された標準偏差 σ_ε を用い, x_i の大きさは無関係に $N(0, \sigma_\varepsilon)$ の正規乱数を発生させた。この発生の際, $y_i < 0$ になる場合は計算上, $y_i = 0$ とする。

表5-6はこうした発生法のもとで, 各準基幹観測所における(R・R)および(D・R)系の占める割合を示したものである。各欄の上段の値が観測標本に対応し, 下段の値はシミュレート結果に対応する。いずれの観測所においても, (R・R)系の値はシミュレート結果がいくぶん小さく現われているが, 観測標本の(R・R)値が1926-1945年標本のそれとあまり異なっていないことを考えると, これは正規乱数発生の際に生じる負の降水が原因しているように思われる。一方, (D・R)系の値に関しては, 彦根・園部にその一致の悪い月があるが, 観測標本およびシミュレート結果はかなりよく一致しているといえる。

表5-6 (R・R), (D・R)の生起確率(上段:実測値, 下段:シミュレート)

Month STATION		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
O S A K A	R・R	0.689	0.693	0.747	0.864	0.876	0.820	0.716	0.646	0.809	0.850	0.859	0.730
		0.572	0.537	0.591	0.683	0.727	0.634	0.506	0.560	0.528	0.701	0.628	0.551
	D・R	0.048	0.091	0.104	0.066	0.082	0.097	0.083	0.078	0.103	0.058	0.059	0.060
		0.063	0.057	0.093	0.093	0.082	0.081	0.066	0.120	0.085	0.065	0.057	0.073
U E N O	R・R	0.791	0.739	0.789	0.837	0.851	0.858	0.798	0.717	0.767	0.866	0.788	0.742
		0.529	0.769	0.707	0.814	0.847	0.683	0.591	0.582	0.592	0.636	0.654	0.515
	D・R	0.081	0.093	0.114	0.082	0.109	0.142	0.171	0.186	0.142	0.102	0.076	0.104
		0.079	0.127	0.090	0.082	0.074	0.110	0.105	0.226	0.163	0.074	0.075	0.082
H I K O N E	R・R	0.818	0.815	0.834	0.805	0.809	0.789	0.789	0.668	0.820	0.856	0.807	0.832
		0.781	0.729	0.682	0.792	0.678	0.679	0.712	0.647	0.738	0.717	0.763	0.629
	D・R	0.350	0.324	0.234	0.106	0.127	0.136	0.147	0.122	0.142	0.100	0.183	0.357
		0.425	0.369	0.266	0.204	0.144	0.192	0.191	0.196	0.215	0.232	0.278	0.401
S O N O B E	R・R	0.764	0.768	0.781	0.735	0.801	0.772	0.801	0.663	0.794	0.828	0.769	0.820
		0.668	0.678	0.665	0.733	0.636	0.717	0.696	0.696	0.764	0.722	0.718	0.629
	D・R	0.197	0.202	0.191	0.106	0.095	0.133	0.105	0.085	0.136	0.102	0.183	0.206
		0.239	0.262	0.226	0.162	0.125	0.231	0.169	0.154	0.272	0.183	0.244	0.213

また, 観測標本とシミュレート結果を比較してみたが, 前述した理由からも明らかなように, 降水量の小さい部分ではその対応は弱いようである。そこで, これらの問題を改めるために σ_ε を降水規模によって変化させてみた。その結果をつぎに述べよう。

2) σ_ε を降水規模によって変化させた場合 ; 表5-7は京都一上野を例に10mm/dayを境として, それ以上とそれ以下の標本に対して算定された残差系列 $\{y_i - (\hat{\alpha}x_i + \hat{\beta})\}$ の標準偏差を示したものである。両者は明らかに異なっており, 少なくとも10mm/day以上と以下では標準偏差を変える

表5-7 降水規模による標準偏差(単位: mm/day)
(適用例: 京都一上野)

Month Rainfall(R)		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
R ≥ 10 mm/day		9.872	5.838	11.928	8.301	9.987	25.063	21.309	20.906	16.620	27.493	9.780	6.666
R < 10 mm/day		2.458	2.045	4.008	5.920	3.834	8.913	9.907	16.850	10.752	7.610	2.254	4.722

必要がある。6, 7, 8, 9, 10月は10 mm/day以上での標準偏差は非常に大きく、梅雨・雷雨および台風期の豪雨が両地点で量的にかなり異なっていることを示している。また、これらの季節では、10 mm/day以下の降雨に対しても両地点の強度の対応が弱く、それが標準偏差を大きくしている。

表5-8は上記の標準偏差を用いてシミュレートした結果を観測標本と比較したものである。(R・R)および(D・R)の生起確率は表5-6のそれよりも観測標本の値に近づいており、標準偏差を降水規模によって変化させる方法が有効であることを示している。ただ、梅雨・雷雨および台風期ではかなりよくなったとはいえ、まだ観測標本との一致が悪い。これはすでに述べたように、これらの季節では10 mm/day以下でも標準偏差が大きく、依然として乱数発生の際、負の降水を生じる可能性が大きいためである。

表5-8 (R・R), (D・R)の生起確率(上段:実測値, 下段:シミュレート)
(適用例:京都-上野)

Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
R・R	0.791	0.739	0.789	0.837	0.851	0.858	0.798	0.717	0.767	0.866	0.788	0.742
	0.656	0.757	0.731	0.738	0.864	0.679	0.611	0.641	0.655	0.727	0.756	0.651
D・R	0.081	0.093	0.114	0.082	0.109	0.142	0.171	0.186	0.142	0.102	0.076	0.104
	0.077	0.135	0.093	0.080	0.072	0.084	0.108	0.233	0.145	0.063	0.072	0.065

図5-19はこうしたシミュレート結果を観測標本と比較したものである。8月および9月においては、無降水の観測値に対してシミュレート結果に降水が出現している場合もあるが、他の月ではほぼ対応している。ただ、小規模降水の対応はいくぶん弱いようである。

しかし、いずれにしても標準偏差を降水規模によって変化させる方法は、標準偏差を全降水規模にわたって一定とする場合に比べると有効であるといえる。さらに降水規模を細かくするとともに、 x_i に対する y_i の異常値を除去し、標準偏差を小さくしていくならば、こうした方法の発展性は十分ありうる。た

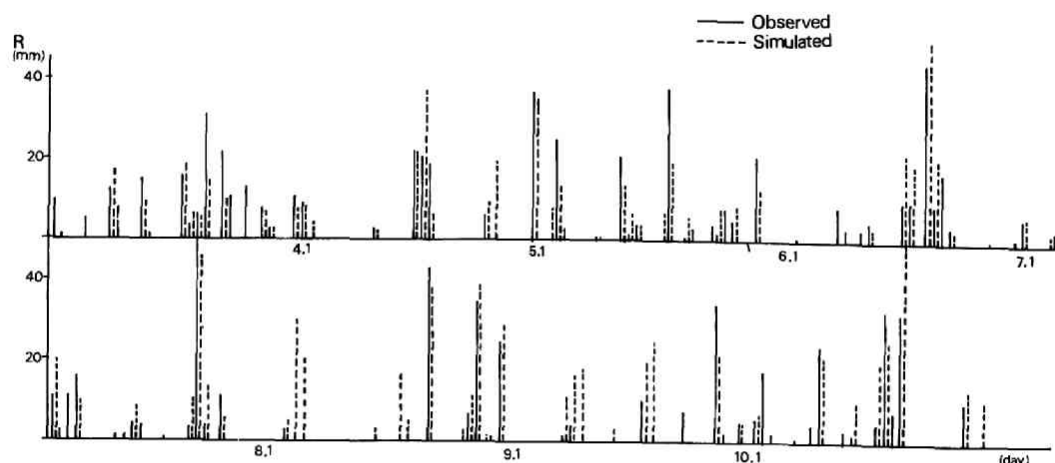


図5-19 観測標本とシミュレート結果の比較
(適用例:上野, 1955年)

だ、相関の悪い月で、残差系列の分布性状を調べると、正規分布からはずむ例も認められたので、今後の検討課題としたい。

5-4 京都気象台における日降水量系列のシミュレーション

降水シミュレーションの最後は基幹観測所京都における日降水量の時間的シミュレーションである。以下、その結果について考察しよう。

A. 降水間隔日数の指数分布性と降水日数のポアソン分布性の検証

著者は降水生起特性としては、降水間隔日数のみを考えれば十分であると考えたが、実際には、降水間隔日数の指数分布性と降水日数のポアソン分布性および両者の等価性は4-2. Bで述べた方法で調べられよう。表5-9は1886年から1925年までの40年間資料を用いて、各月ごとに降水日数については平均値と分散を、降水間隔日数については平均値と標準偏差を求めたものである。適合度の悪い月も見出されるが、ほぼ降水間隔日数の指数分布性と降水日数のポアソン分布性が成り立っている。また、最下段の値は各月の日数を降水間隔日数の平均値で除した値であるが、最上段に示す降水日数の平均値とよく一致しており、本研究での2変量的取扱いの有効性を実証している。

表5-9 降水間隔日数の指数分布性と降水日数のポアソン分布性の検証

Month		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Number of Precipitation days	Mean Value	8.675	9.225	12.075	11.950	11.100	13.600	12.525	9.825	12.650	9.700	8.350	8.050
	Variance	11.815	7.461	8.994	7.741	5.733	12.810	16.102	11.635	12.079	8.677	3.772	8.818
Number of Continuous dry days	Mean Value	3.055	2.809	2.372	2.352	2.681	2.052	2.275	2.776	2.178	2.813	3.361	3.326
	Standard Deviation	3.025	2.527	1.937	1.806	2.369	1.820	2.386	2.868	2.004	2.598	2.915	3.189
Month days divided by Mean value of Continuous dry days		9.820	9.968	12.647	12.755	11.189	14.619	13.186	10.806	13.774	10.664	8.925	9.019

B. 独立性の検定

(a) R^* , D各系列内の独立性：まず、 R^* , D各系列内の独立性検定には、R. L. Andersonの定義による巡回式系列相関係数の有意性検定を採用した。すなわち、 R^* , Dそれぞれの系列相関係数の $\tau=1$ での値 r_1 がR. L. Andersonの有意点表の外にでるならば、それは有意な系列相関をもつことになる。表5-10はこの有意点表の外にでる年数を示したものである、(有意水準5%)。 R^* , Dいずれにおいても80

表5-10 R^* 系列, D系列それぞれの独立性の検証

Period \ Month		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
R^*	1886-1925	2	0	4	3	4	2	2	2	1	0	3	3
	1926-1965	4	3	1	2	5	1	3	1	3	0	3	2
	Total	6	3	5	5	9	3	5	3	4	0	6	5
D	1886-1925	2	1	4	3	2	2	1	0	2	2	2	2
	1926-1965	6	3	0	5	1	1	2	2	3	2	0	2
	Total	8	4	4	8	3	3	3	2	5	4	2	4

年間で10年以下であり、各月において R^* 、D各系列内の独立性を認めてもよからう。

(b) R^* 、D相互の独立性：この検定には、単純相関係数の t 分布検定によった。この方法は $\rho=0$ なる2変量正規母集団からのランダム標本の単純相関係数を r とすると、

$$t = |r| \cdot \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (5-1)$$

で計算される t が自由度 $n-2$ の t 分布をすることを利用したものであり、単純相関係数の有意水準表も作成されている。²⁾ここに、 n は標本数である。表5-11は t 分布検定の結果、5%有意水準で両系列間に有意な相関が認められた年数を示している。いずれの月においても80年間でわずか1～5年に有意な相関が認められる程度で、 R^* 、D相互の独立性は成立するとみてもよい。

したがって、以下においてはすべての月において著者の仮定が成立するとして考察を進めた。

表5-11 R^* およびD系列相互の独立性の検証

Period \ Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1886-1925	0	4	2	0	2	2	3	2	0	2	2	2
1926-1965	1	1	0	2	2	3	0	2	2	1	1	1
Total	1	5	2	2	4	5	3	4	2	3	3	3

C. 度数分布の安定性

Bの検定結果により、日降水量標本および降水間隔日数標本がそれぞれランダム標本であることが認められたので、標本の大きさの増加にともない両分布はともに安定していくことが予想される。図5-20は日降水量分布が標本の大きさの増加にともなってどのように変化するかを、8月を例に示したものである。10年間の標本では非常に不安定であるが、20年になるとかなり安定しており、40年になるともっとも不安定な8月においても安定し、全資料、すなわち80年間のものとほとんどかわらない結果を示している。こうした傾向は降水間隔日数分布についても同様であり、観測所の最高位にある基幹観測所の日降水解析においては、その度数分布の安定性をうため20年よりも40年をとるべきであろう。

D. 母集団の層別化と分布関数の推定

上記の考察から、以下では1886-1925年の40年間資料を用いて解析を進めた。

まず、上記期間内で降水日数、一降水あたりの平均降水量およびその標準偏差を各日について算定した結果が図5-21である。降水日に関しては6、7、9月に多く、3、4、5月がそれにつぎ、8月は少なくなっている。また、一降水あたりの平均降水量は6、7、8、9月で大きく、梅雨・雷雨・台風は一度に大量の雨をもたらしている。冬期および秋後期は降水日も少なく、しかも一降水あたりの降水量および標準偏差も小さく安定した降水形態を示している。これらの事実は、降水形態の季節特性を明瞭に示すものであり、一年をいくつかの降水母集団に層別化しなければならないことを意味している。

そこで、いま各月を層別化の基本単位として4-3-Bで述べた χ^2 検定をおこなうと、つぎの結果が得られた。すなわち、日降水量 R^* に関しては、I:12, 1, 2月, II:3月, III:4, 5月, IV:6,

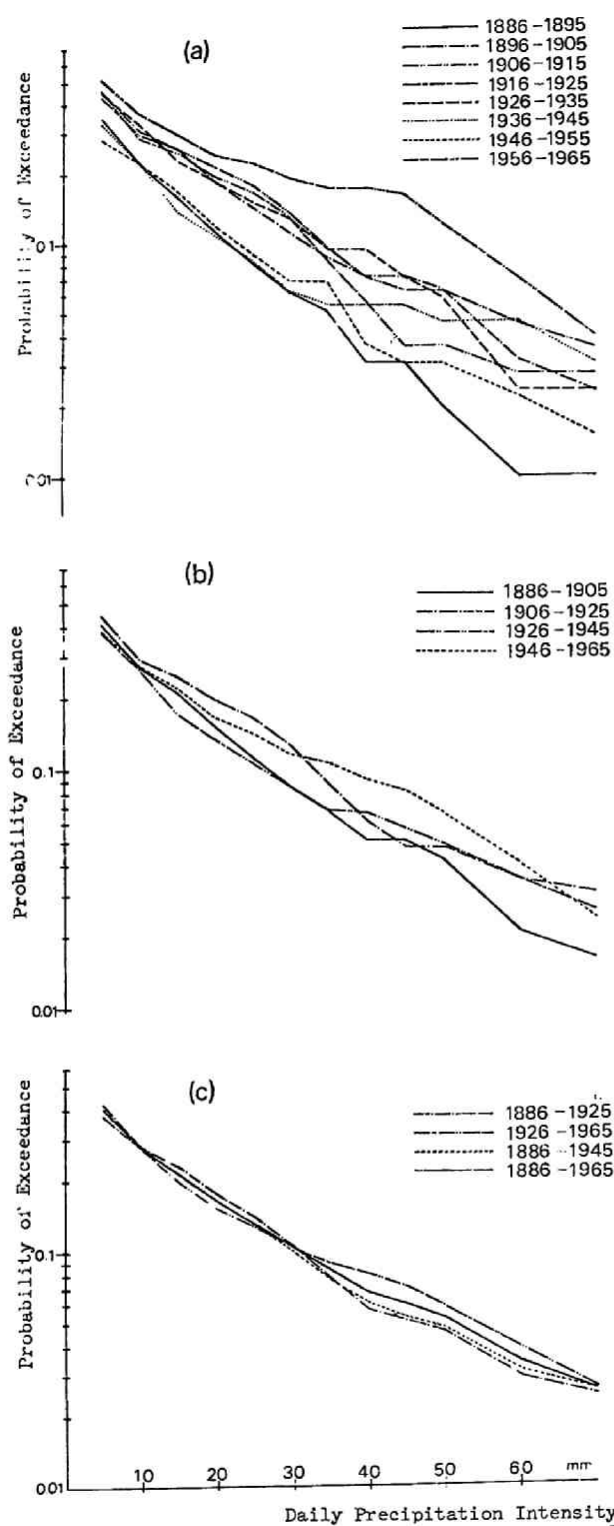


図5-20 度数分布の安定性
(a)10年 (b)20年 (c)40, 60, 80年

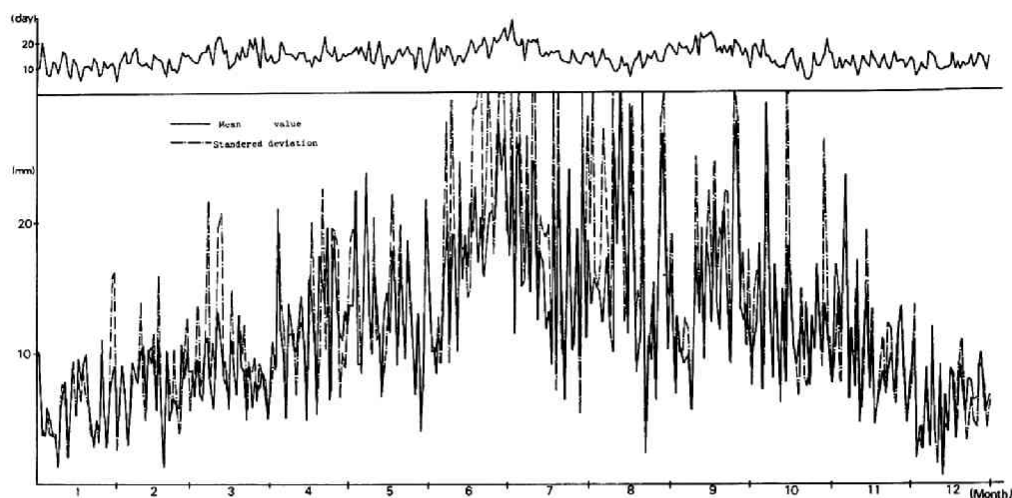


図5-21 降水日数および日降水量の平均値，標準偏差曲線

7月，Ⅴ：8月，Ⅵ：9月，Ⅶ：10，11月の7期間に，降水間隔日数Dに関しては，Ⅰ：12，1，2月，Ⅱ：3月，Ⅲ：4，5，10，11月，Ⅳ：6，7，9月，Ⅴ：8月の5期間に層別化された。(有意水準5%)。したがって，日降水量分布および降水間隔日数分布が同一とみなせる期間，すなわち降水母集団は以下の7期間に分けられる。

降水母集団	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ	Ⅶ
月	12，1，2	3	4，5	6，7	8	9	10，11

この層別化は前述した降水形態とも合致しており，Ⅰ期は冬型の降雪期，Ⅱは春型への移行期，Ⅲは春型，Ⅳは梅雨期，Ⅴは雷雨，台風による強雨はあるが，一般に晴天の多い乾燥期，Ⅵは台風期，Ⅶは秋型の少雨期に相当しよう。

つぎに，これら層別化された期間ごとに降水の確率分布特性を考察する。すでに標本は降水母集団からのランダム標本であることが認められたので，各期間内の全標本から度数分布が推定される。図5-22は1886-1925年の40年間資料から各期間内における日降水量の超過確率を，図5-23は同じく降水間隔日数の超過確率を求めたものである。いずれも片対数紙上で直線形状を示しており，両分布とも指数型に近い分布をしている。表5-12は4-3.Cで述べた最小2乗法により

$$\log_e P_E(k) = \hat{a} \cdot k + \hat{b} \quad (5-2)$$

として分布関数を推定した結果である。ここに， \hat{a} ， \hat{b} は a ， b の最確値である。

E. 観測標本とシミュレーション結果との比較・検討³⁾

表5-12の分布関数に応じて図4-3の手順で乱数を発生させていくと，日降水系列がシミュレートできる。以下では，このモデルの有効性を，シミュレートされた日降水系列が1926-1965年の観測標本系

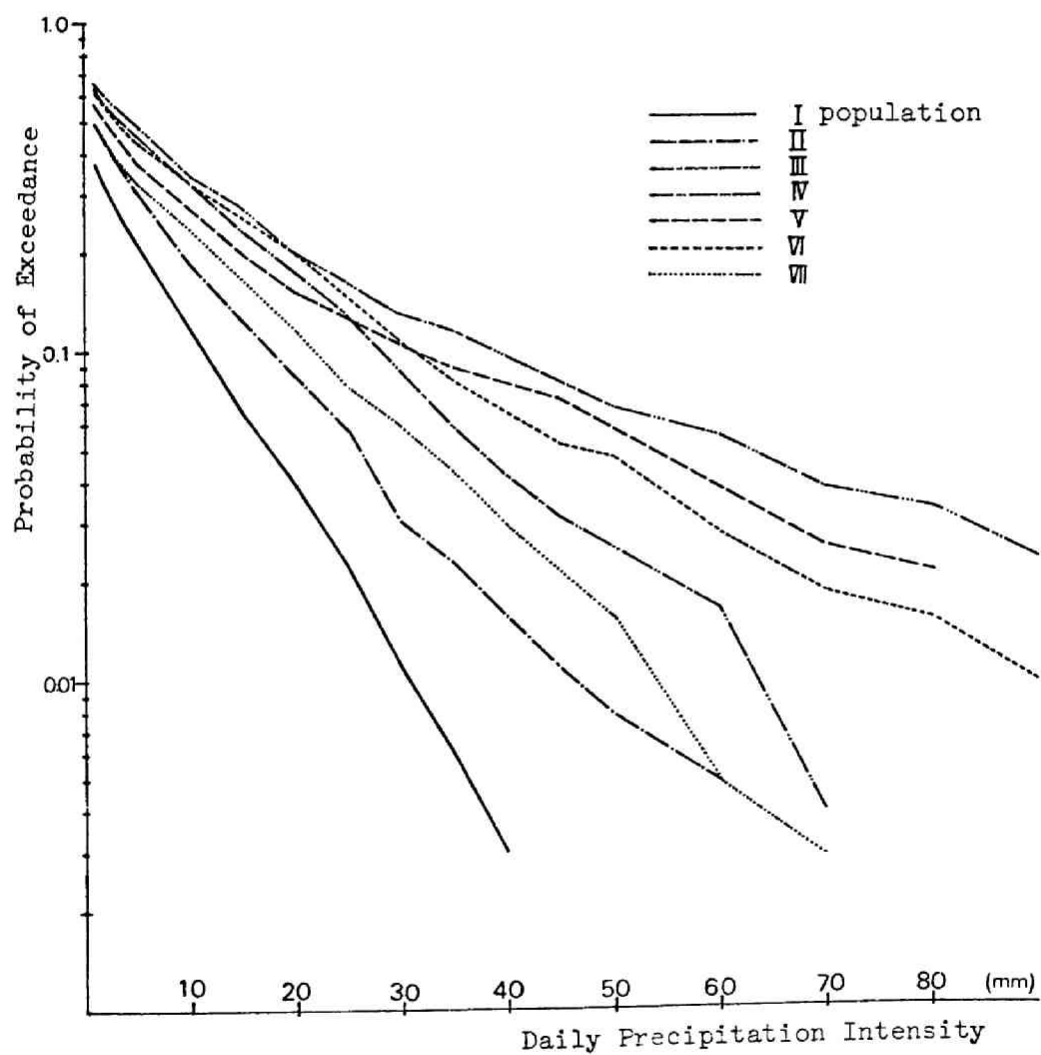


図 5-22 各期の日降水量 R^* の分布関数

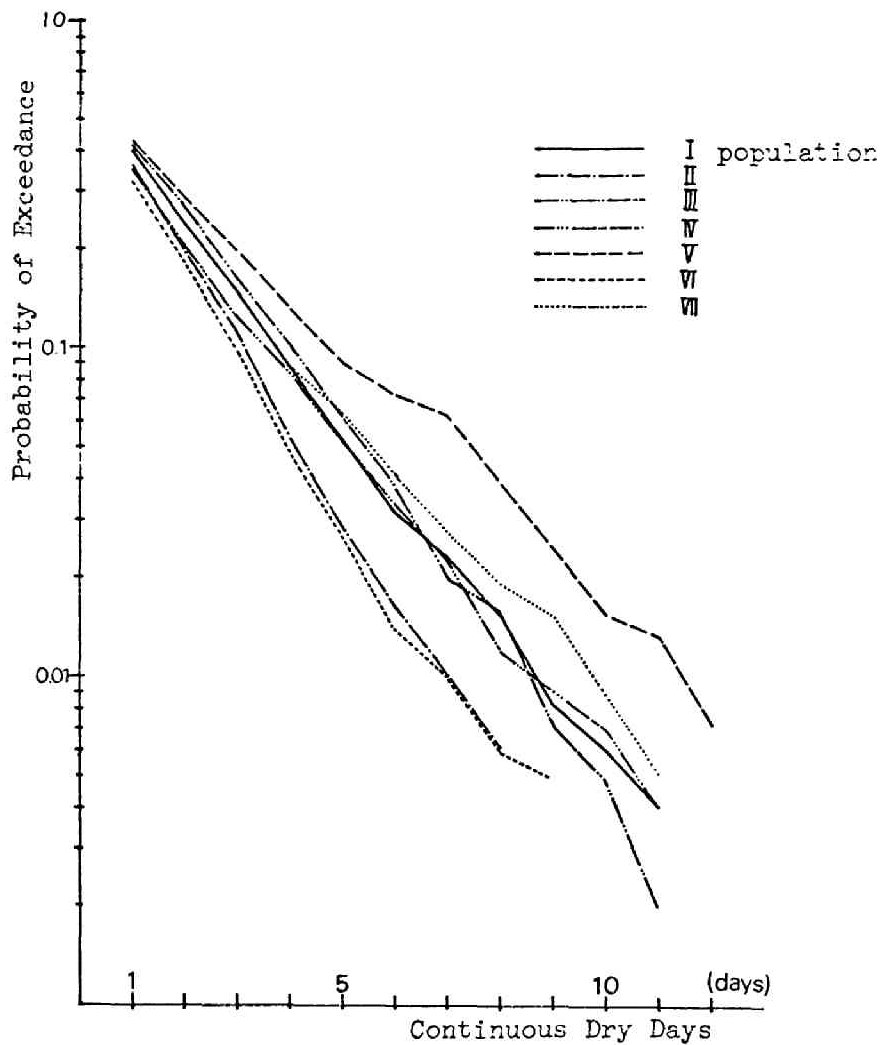


図 5-23 各期の降水間隔日数の分布関数

表 5-12 公式(5-2)の \hat{a} および \hat{b} の最確値

(a) Daily Precipitation Intensity																												
Population	I				II				III				IV				V				VI				VII			
Domain	$1 \leq i$	$1 \leq i \leq 5$	$6 \leq i \leq 40$	$41 \leq i$	$1 \leq i \leq 5$	$6 \leq i$	$1 \leq i \leq 10$	$11 \leq i \leq 30$	$31 \leq i$	$1 \leq i \leq 5$	$6 \leq i \leq 20$	$21 \leq i$	$1 \leq i \leq 5$	$6 \leq i \leq 50$	$51 \leq i$	$1 \leq i \leq 5$	$6 \leq i$											
\hat{a}	-0.119	-0.116	-0.086	-0.055	-0.082	-0.067	-0.072	-0.050	-0.028	-0.104	-0.062	-0.034	-0.085	-0.051	-0.037	-0.104	-0.067											
\hat{b}	-0.916	-0.593	-0.762	-1.998	-0.371	-0.417	-0.326	-0.550	-1.195	0.449	-0.661	-1.224	-0.410	-0.597	-1.272	-0.610	-0.816											
(b) Continuous Dry Days																												
Domain	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$	$1 \leq i$											
\hat{a}	-0.478	-0.595	-0.485	-0.459	-0.384	-0.632	-0.435	-0.478	-0.595	-0.485	-0.459	-0.384	-0.632	-0.435	-0.478	-0.595	-0.485											
\hat{b}	-0.498	-0.476	-0.365	-0.653	-0.490	-0.467	-0.575	-0.498	-0.476	-0.365	-0.653	-0.490	-0.467	-0.575	-0.498	-0.476	-0.365											

列をうまく再現しているかどうかによって評価することにする。

(a)日降水量系列および降水間隔日数系列の再現性： 図5-24はシミュレーション年数が40年の場合について、日降水量および降水間隔日数の超過確率を観測標本のそれと比較した一例である。シミュレート結果は、観測標本をよく再現しているといえよう。また、図5-25はシミュレーション年数に応じて日降水量および降水間隔日数の超過確率がどのように変化するかを示したものであるが、年数による変化はほとんどみられない。以上の結果は、観測標本年数の選択において、40年という年数の妥当性を示すものであり、度数の安定する年数以上では、標本から推定された分布関数に応じて乱数発生をおこなうと、シミュレーション年数をいくらでも増すことができることを意味している。

つぎに、シミュレートされた日降水量系列 $R^*(i)$ と降水間隔日数系列 $D(i)$ とを合成して日降水系列 $R(i)$ とし、その系列の特性量と観測標本系列のそれとを比較・考察する。

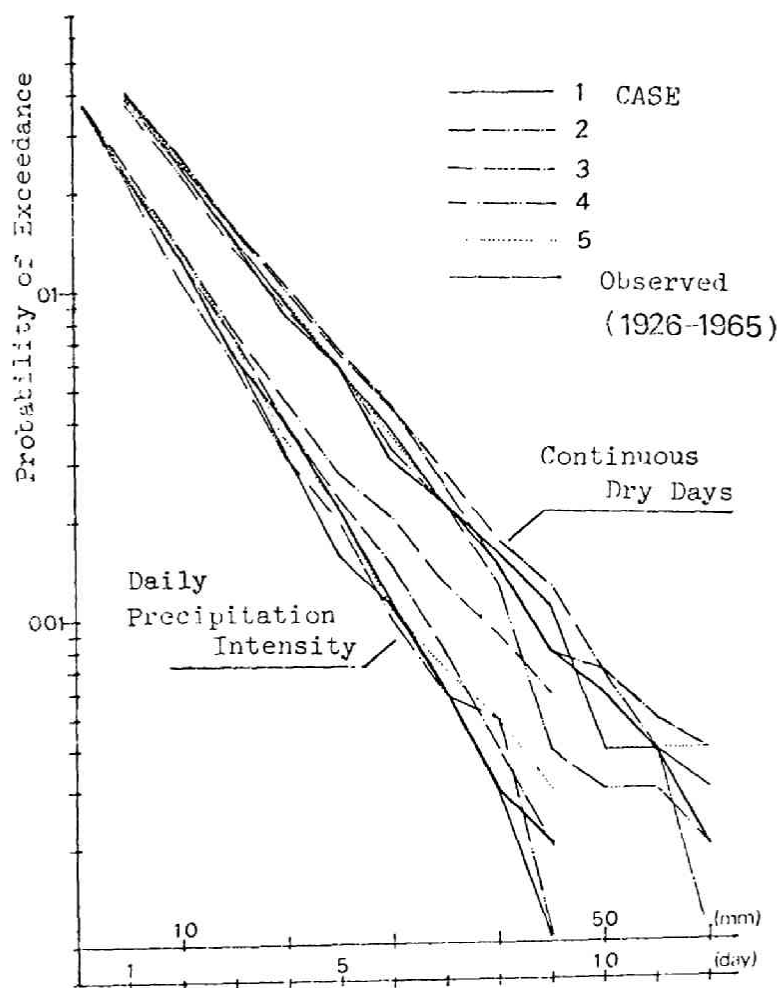


図5-24 観測標本とシミュレート結果の比較(40年)

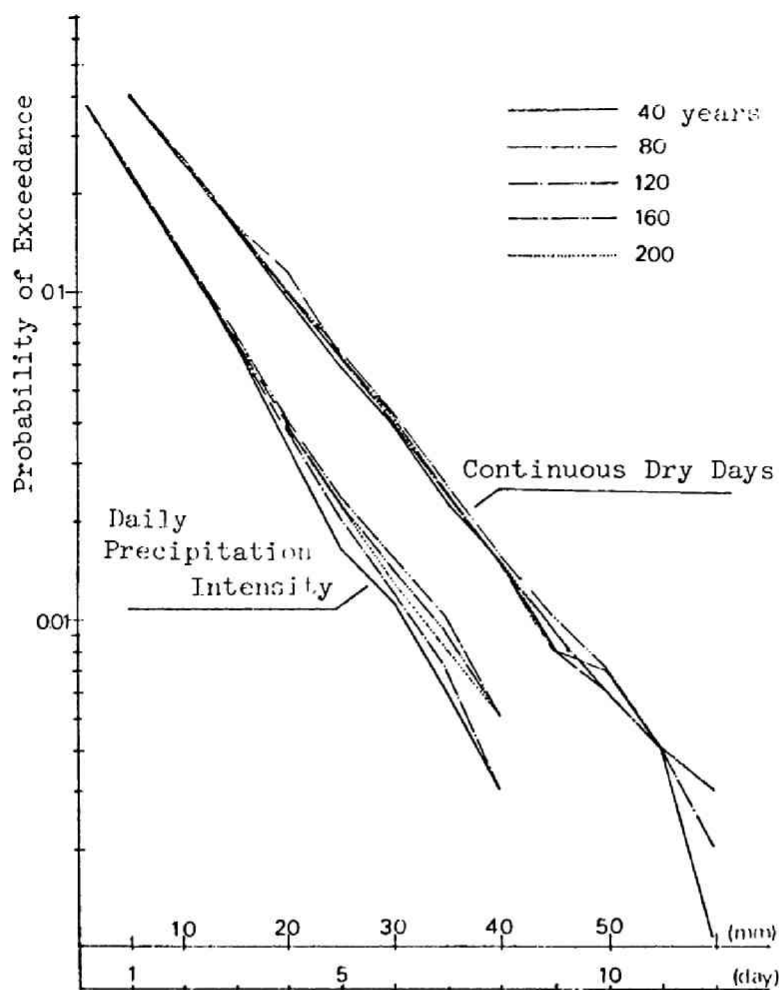


図 5-25 シミュレート年数による分布関数の変化
(適用例：1期)

(b) コレログラムおよびスペクトル： 図 5-26 は冬期（12～2月）および夏期（6～8月）について観測標本とシミュレート結果のコレログラムを比較したものである。冬期においては日降水系列の独立性がシミュレート結果にも再現されており、また夏期においては観測標本の $\tau=1$ の値が冬期よりも若干大きい程度で、一次マルコフとまではみながたく、シミュレート結果にもほとんど独立性の特徴が再現されている。

つぎに、旬降水量および月降水量に関して同様に、コレログラムおよびスペクトルを求め、比較したのが図 5-27、28 である。観測時間単位が日・旬・月と長くなるにつれて、一年周期の卓越度が増してくるが、シミュレート結果にもそうした特性が十分再現されている。ただ、いずれの時間単位においても、スペクトルでみるとシミュレート結果が一年周期性を強調しすぎている。この原因としては、観測標本に

長期変動特性が若干内蔵されていること、降水母集団の分割が多すぎること、および降水母集団間の移行過程を独立的に扱っていることなどが考えられる。

(c) 平均値および標準偏差曲線：

図5-29は40年シミュレーション結果と1926-1965年観測標本とから、旬・月降水量を算出し、それらの平均値および標準偏差曲線を示したものである。6月および7月、すなわちⅣ期では両者の差が大きい、他の月では平均値・標準偏差ともほぼ同じ値をとっており、十分再現性があるとみなしてよい。

以上、京都気象台に関してシミュレート結果と観測標本系列とを比較・検討したが、いずれにおいてもシミュレート結果は観測系列の特性をかなりよく再現しており、この意味では本方法は日降水量系列の有効なシミュレーション・モデルといえよう。

以上、降水の地域相関分析、基幹

・準基幹観測所相互の空間的シミュレーション法および基幹観測所の時間的シミュレーション法を展開し、それら相互の結合によって広域的な長期間降水シミュレーション・モデルを組み立てた。各方法は、各段階で観測標本との比較から、その有効性がかなり実証されたので、次章では、これらの方法を結合して算定される流域平均面積降水量を、長期間流出モデルへの入力として実際にシミュレートし、その結果を実測の流出量と比較・考察し、降水シミュレーション・モデルおよび長期間流出モデルを総合的に評価しよう。

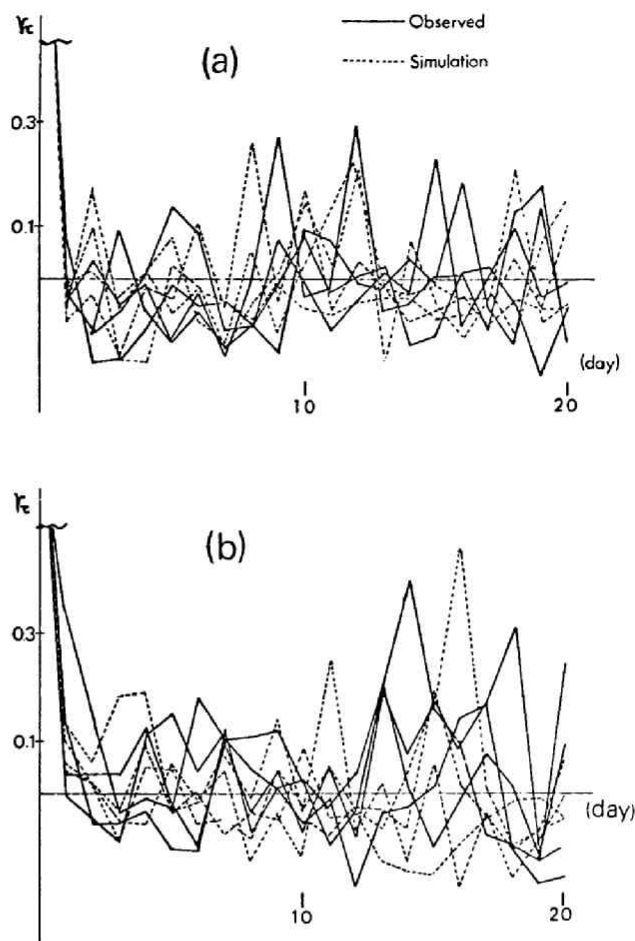


図5-26 観測標本とシミュレート結果の比較
(コログラム：日単位) (a) 冬 (b) 夏

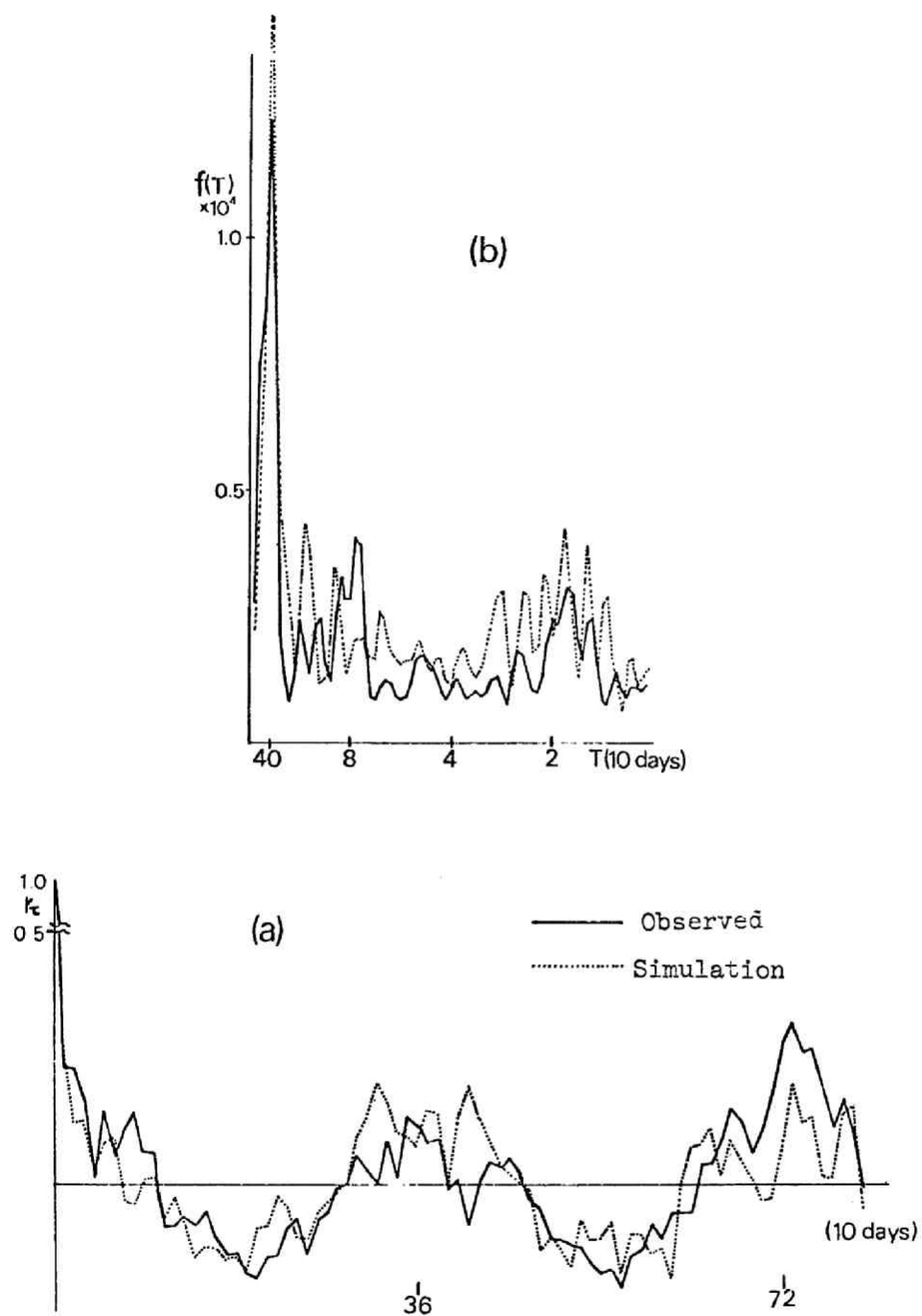


図5-27 観測標本とシミュレート結果の比較(旬降水量)

(a)コレログラム (b)パワースペクトル

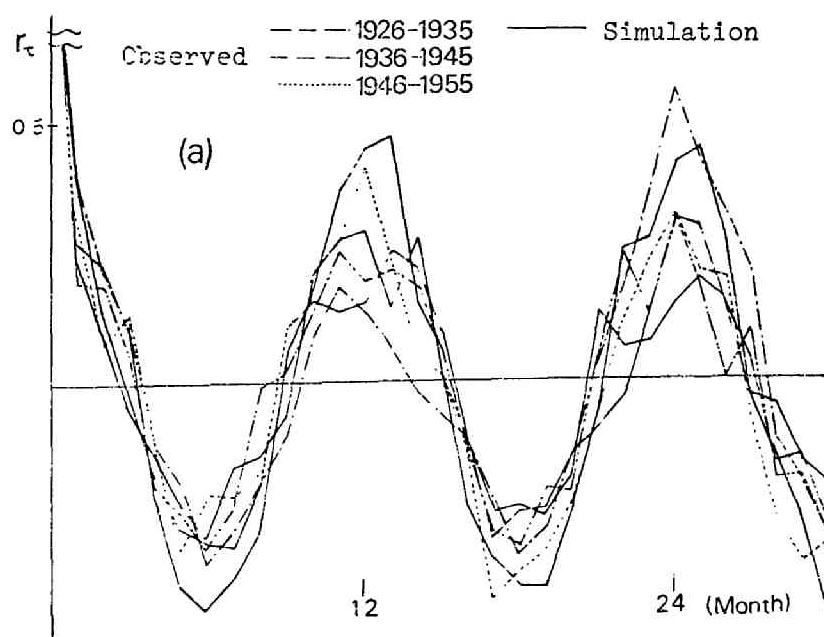
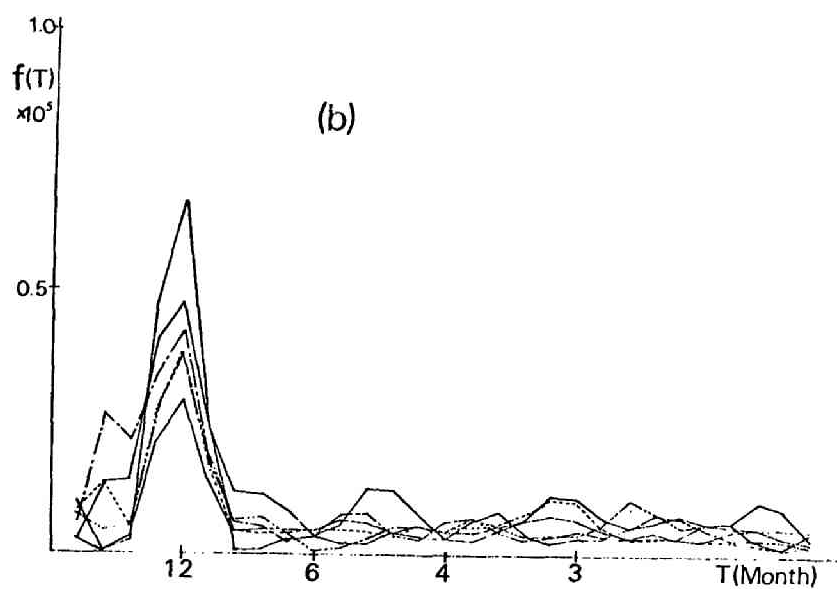


図 5-28 観測標本とシミュレート結果の比較 (月降水量)

(a) コレログラム (b) パワースペクトル

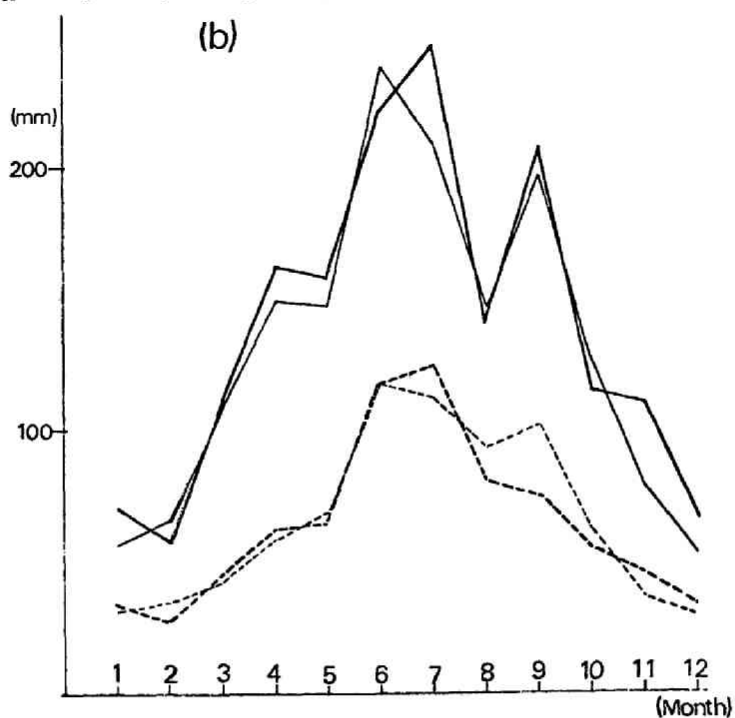
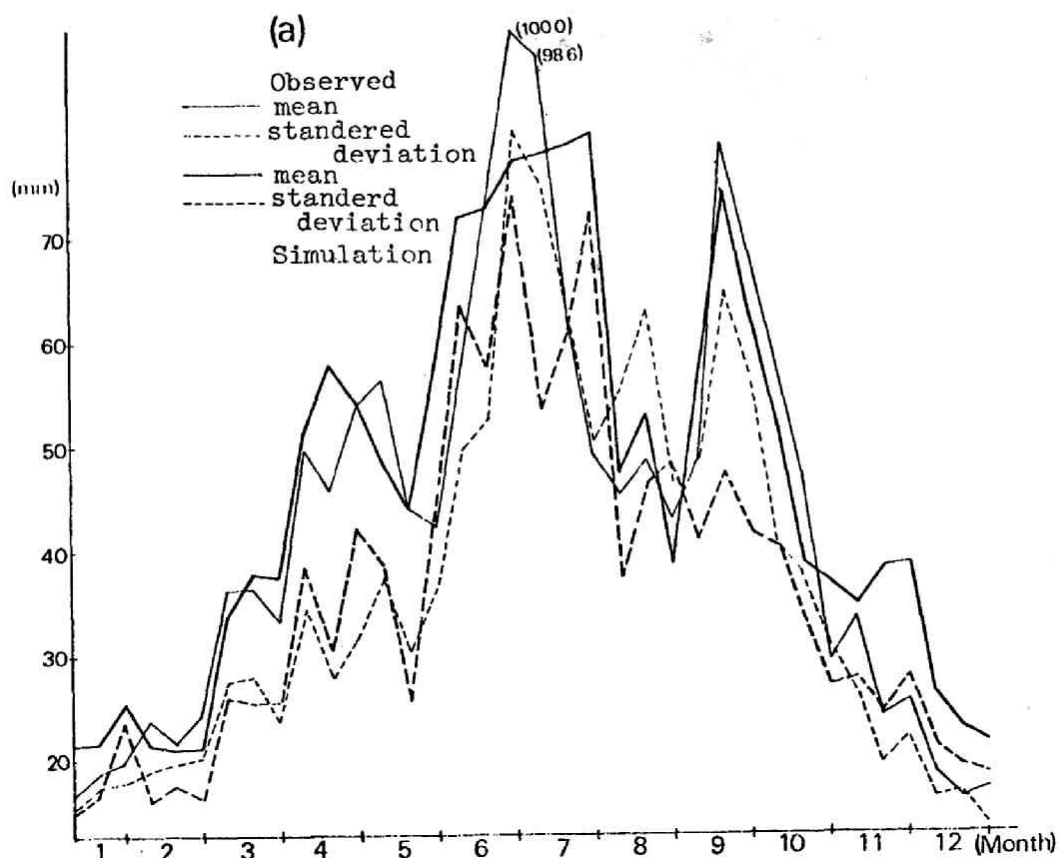


図 5-29 観測標本とシミュレート結果の比較 (平均値, 標準偏差)
(a)旬降水量 (b)月降水量

参 考 文 献

- 1) 石原藤次郎，池淵周一：降水観測網の統計的検討，京都大学防災研究所年報第13号B，昭45.3.
- 2) 岸根卓郎：理論応用統計学，養賢堂，昭44.7， pp. 592.
- 3) 石原藤次郎，池淵周一：日降水量系列のシミュレーションに関する研究，土木学会第25回年次学術講演会講演概要，Ⅱ-61，昭45.11.

第 6 章 長期間流況シミュレーション法と その適用結果に関する考察

最後に本章では、第1編での長期間流出モデルと第2編5章までに述べてきた降水シミュレーション・モデルとを結合して、長期間流況シミュレーション法を組立て、その方法を実流域に適用し、その結果について考察する。

6-1 流域平均面積降水量の算定手順

長期間流出モデルとしての状態遷移確率法および統計的単位図法はlumped modelであるから、その入力である降水は流域平均面積降水量として供給される。したがって、前章までの地点雨量のシミュレート結果はつぎの手順によれば、必要とする期間にわたって流域平均面積降水量に変換される。

a) すべての観測所の日降水量を準基幹観測所の観測期間にわたって推定したい場合：準基幹観測所と周辺観測所との地域相関分析によって準基幹観測所の支配圏（高相関の範囲）を定め、その支配圏内にある観測所の日降水量を準基幹観測所の観測値から推定する。これら推定された周辺観測所の地点雨量および準基幹観測所の観測値を Thiessen 法などによって流域平均面積降水量に変換する。

b) すべての観測所の日降水量を基幹観測所の観測期間にわたって推定したい場合：この場合には、まず基幹・準基幹観測所相互の空間的シミュレーション法によって、準基幹観測所の日降水量を基幹観測所の観測値によって、その観測期間にわたって推定する。ついで a) の方法によって周辺観測所の日降水量を基幹観測所の観測期間にわたって推定し、最後に、これら推定された全観測所の日降水量を Thiessen 法などによって流域平均面積降水量に変換する。

c) すべての観測所の日降水量を基幹観測所の観測期間以上に推定したい場合：まず、基幹観測所の日降水量を時間的シミュレーション法によって長期間にわたり推定し、ついで b)、さらに a) の方法を連続させると、すべての観測所の日降水量が基幹観測所の観測期間以上に推定され、最後にそれらを Thiessen 法などによって流域平均面積降水量に変換する。

6-2 状態遷移確率法による流況シミュレーション

降水規模系列 $\{R_k\}$ が与えられると、前編(2-8)式で算定された状態遷移確率 $P_i(j)$ に応じて流出状態が推定される。 $\{R_k\}$ 系列は6-1で推定される流域平均面積降水量をいくつかの降水規模で分割すれば与えられるが、ここでは状態遷移確率法による流況予測の有効性を考察するため、 $\{R_k\}$ はあらかじめ与えられているものとした。

図6-1はすでに前編6章の表6-4で算定されている状態遷移確率 $P_i(j)$ の理論値を用い、実際に流出状態をシミュレートしたものである。実測の流出状態と比較すると、その変動パターンは類似しており、とくに流出量の規模が大きい部分での適合性がよい。しかし、流出量規模が小さい E_1 、 E_2 状態では、実測では何日にもわたってその状態が維持されているにもかかわらず、シミュレート結果には上位の

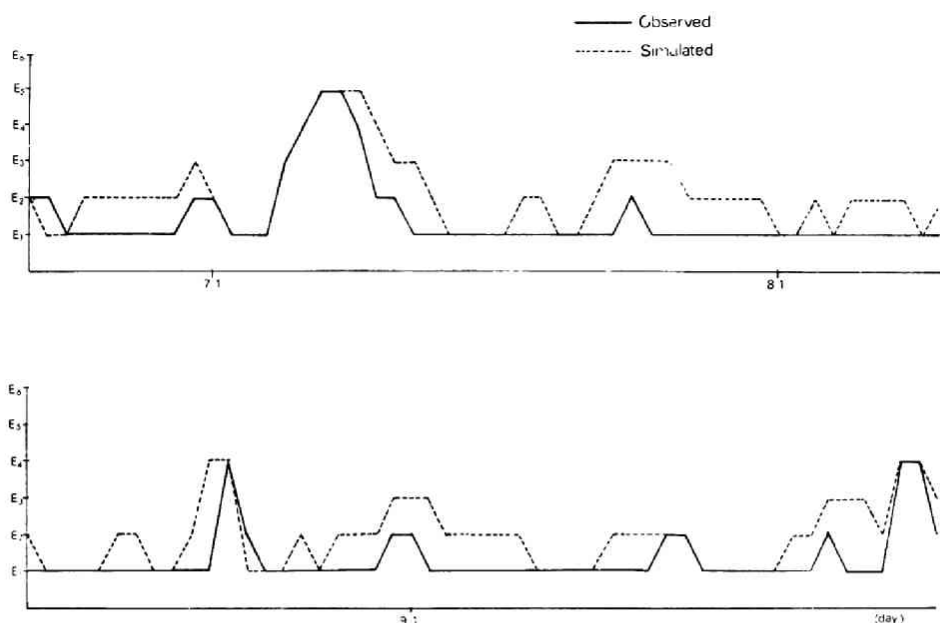


図 6-1 状態遷移確率法によるシミュレート結果と観測標本の比較
(適用例；福知山，1955年)

状態へ遷移し， E_1 状態の継続が短くなっている。これは表 6-4 でも認められるように， R_1 ， R_2 降水規模に対する $P_1(1)$ の値が，実測値と理論値とで大きく異なっているからであろう。

こうした難点を除けば，この状態遷移確率法によっても実測の流出状態がかなりうまく表現できることは確かであり，流況予測の精度をあまり望まない限り，十分有効な方法といえよう。

6-3 統計的単位図法による流況シミュレーション

まず，入力である日降水量には，つぎのシミュレート結果を用いた。すなわち，図 5-18 の地域相関分析の結果から，基幹・準基幹観測所の支配圏内にある周辺観測所を定め，京都基幹観測所の観測値を空間的シミュレーションによって園部および上野準基幹観測所の日降水量に変換する。この変換された準基幹観測所の日降水量および京都基幹観測所の観測値を，さらにその支配圏内にある各観測所の日降水量に変換する。この場合，直線回帰式の偶然付加量 ϵ_i は，5-3.D の適用結果からもわかるように，10 mm/day を境に標準偏差をかえる方法によって与えた。

図 6-2 はその一例として桂川流域納所地点での流域平均面積降水量の算定結果である。支配圏内の観測所は基幹観測所と高い相関をもち，しかも Thiessen 法による流域平均面積降水量で示されているので，実測の面積降水量とかなりよく対応している。

一方，長期間流出モデルとしては，前編第 7 章図 7-6 の改良された統計的単位図の算定結果を平均したものを，納所地点の中間流出の統計的単位図とした。また，地下水流出の単位図は同じく表 7-3 の構造パラメータをもつものとした。したがって，シミュレートされた流域平均面積降水量を入力とし，

$h_s(0) = 0.050$, $h_s(1) = 0.500$, $h_s(2) = 0.140$, $h_s(3) = 0.054$, $h_s(4) = 0.108$ の値をもつ中間流出の統計的単位図を用いると、日流出量がシミュレートされる。

図6-2にはこうしたシミュレート結果が実測流出量とともに示されている。シミュレート結果は実測流出量の変動パターンをよく再現しており、しかも絶対値においてもかなりよく一致している。入力の小さい部分では、シミュレートされた降水量と実測降水量とが若干異なっても、初期損失領域に吸収されることが多く、その相違は流出量に大きな影響を及ぼさないが、入力の大い部分でのシミュレート結果と実測降水量との違いは、流出量に大きく影響し、両者の一致を悪くしている。

いずれにしても、流量変動の大きい梅雨・雷雨および台風期での適用結果であることを思うと、こうした降水シミュレーションと統計的単位図法との結合による流況シミュレーションは十分実用に供されるものと考えてよい。

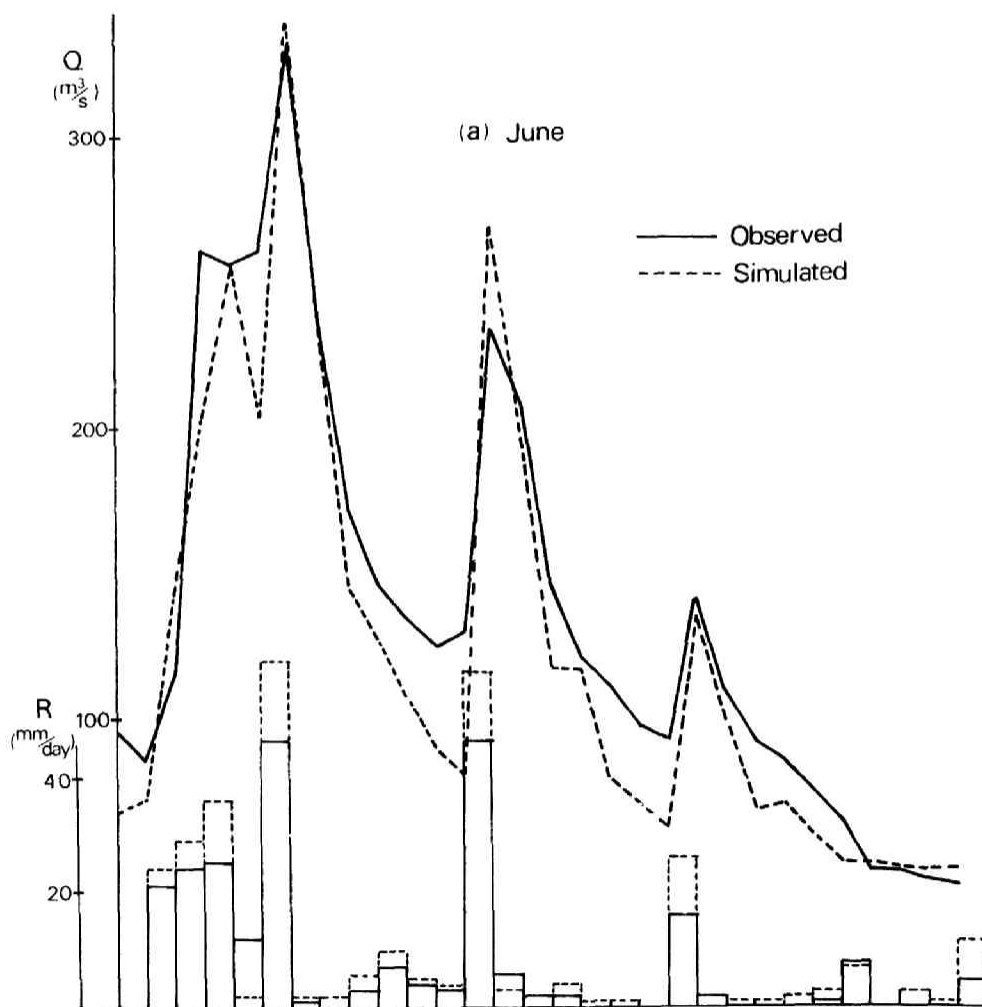
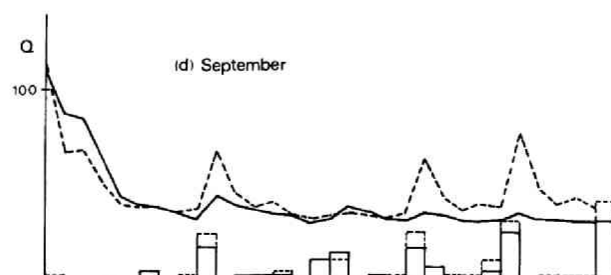
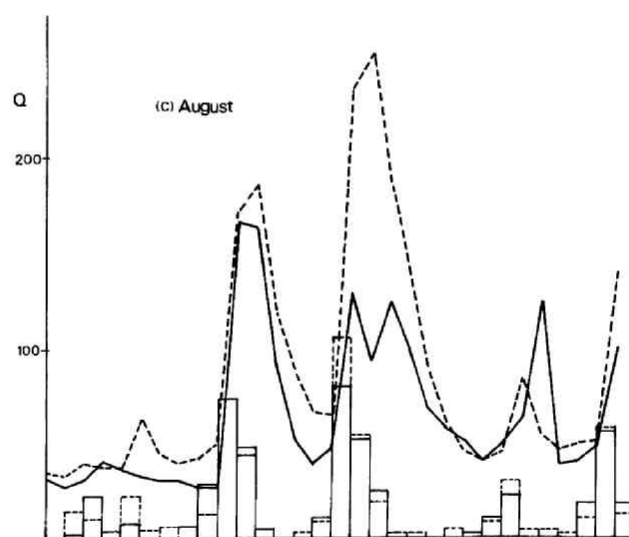
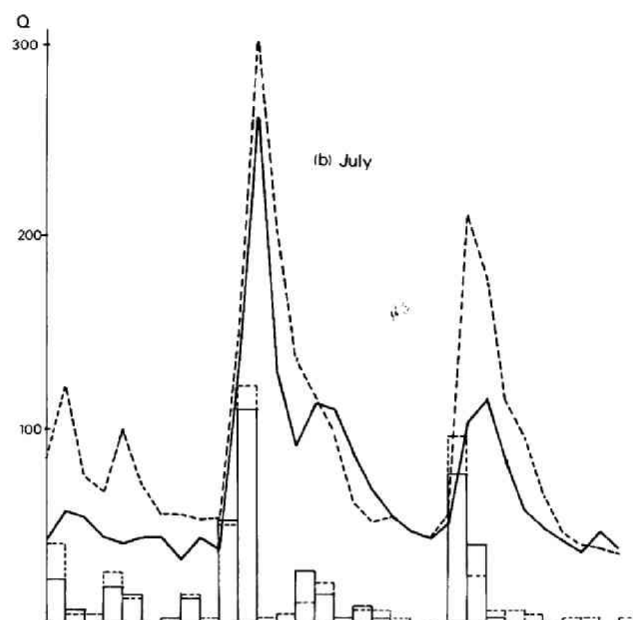


図6-2 統計的単位図法によるシミュレート結果と観測標本の比較
(適用例：納所地点，1963年)

图 6-2



第 7 章 結 語

本編では、第1編で提案した長期間流出モデルを流況シミュレーションにまで高めるため、その供給源である日降水量の空間的・時間的確率構造を把握し、それに応じて模擬降水を発生させ、さらに長期間流出モデルとの結合によって実際に流況をシミュレートした。最後に、得られた結果を要約するとつぎのようである。

1) まず、基幹観測所と周辺観測所の地域相関分析は、降水資料の整備、さらには降水の空間的性状の把握に有効であり、とくに基幹観測所を中心として描いた等相関係数線図は基幹観測所の支配圏の大きさがとらえられるので、適切な観測網配置の基準を提供しうる。

2) 降水系と無降水系とに分離して、それぞれの確率構造を把握した基幹・準基幹観測所の空間的シミュレーション法は、準基幹観測所の日降水量を基幹観測所の観測期間にわたって推定するのに有効である。ただ、(R・R)系において直線回帰式で変換する場合、降水規模によって変化させた標準偏差によって偶然付加量を与えるべきであり、さらに相関の悪い場合には、正規分布からのひずみをも検討していかなければならない。

3) 日降水量と降水間隔日数の2変量独立過程として把握した基幹観測所の時間的シミュレーション法は、度数分布の安定性をうるために40年の観測標本を必要とするが、観測標本とシミュレート結果とは、度数分布・コレログラムおよびスペクトルでみてもよく一致しており、時間的な出現性においても十分に再現性がある。

4) 以上の降水シミュレート結果をThiessen法によって流域平均面積降水量に変換し、長期間流出モデルである統計的単位図法と結合すると、流況シミュレーションが十分の精度で可能である。

以上、得られた結果を簡単に要約したが、これら一連の方法をさらに有効にするためには、2)でも指摘したように、直線回帰式の偶然付加量の取り扱いが今後の検討課題となろう。

結 論

著者は本論文において、水資源計画、とくに利水計画の基本となる河川流況の長期間予測を水文学的立場から考究したが、以下に、これらの研究成果を要約して結論としよう。

緒論においては、水資源における河川表流水の意義を述べるとともに、その高度利用・開発には河川流況の長期間予測が必須条件であると考え、流況予測の基本的立場を論じながら、本研究の目的と内容を明らかにした。すなわち、流況予測の基本方針は、長期間流出モデルの組み立てと模擬降水の発生の2本柱から構成されるべきことを具体的に説明した。

第1編は長期間流出モデルの組み立てを論じたものである。

第1章では、長期間流出系の物理的・確率的構造を把握するための基礎的問題を考察した。すなわち、流出の過程とサイクルから著者の対象とする長期間流出系を明確に定義し、ついで、長期間流出系の基本的な特性とそのモデル化について論じ、最近の諸モデルの問題点を考察しながら、著者の長期間流出モデル作成の基本的な考え方を明らかにした。かくして、長期間流出系に内在する複雑かつ不確定な機構を考えると、もはや決定論的立場だけではその解析は不十分であって、確率・統計的な立場からのアプローチをも考慮する必要があることを強調した。

第2章では、長期間流出系のもつ不確定性に注目し、Shannonの情報理論でいう最大エントロピー仮説が流出系に内蔵されていると考え、流出系の状態遷移を確率的に評価し、流況予測を試みた。

第3章では、流況予測の精度をあげるためWienerの浜波・予測理論を長期間流出系に適用し、その最適応答関数として統計的単位図を提案した。適用にあたっては、流出系の定常・線形化が必要であり、非線形特性をもつ表面流出成分を分離するために、一様分離法、A層の土湿量変化を考慮した方法および日融雪量を入力とする方法へと改良を加え、降雨期・融雪期の統計的単位図およびそれらの簡易推算法を考案した。

第4章では、これら算定された統計的単位図のピーク値が各年で変動し、また低水流量部の予測精度が悪いという問題点をさらに改良するために、中間流出と地下水流出を分離し、それぞれの成分への降雨の供給量を蒸発散効果を組み入れた土湿量変化から合理的に算定し、地下水流出の単位図および中間流出の統計的単位図を支柱とする改良された統計的単位図法を提案した。

第5章では、日降水量と日流量資料のみから表面流出量をも含めた全流出量を予測する意味で、中間流出の非線形予測を試みた。

第6章では、これら一連の長期間流出モデルを由良川流域に適用し、その有効性および限界性を考察した。

第7章では、これらモデルの有効性をさらに実証するために、木津川・桂川流域に適用した。

これら一連の適用結果を要約すると、状態遷移確率法は遷移確率の理論値と実測値がかなりよく一致していることから、流出系に最大エントロピー仮説が内蔵されていることを実証しており、流況予測の精度をあまり望まない限り、従来の時系列解析、実測資料のみからの遷移確率法に比べてかなり進歩したもの

といえよう。

統計的単位図法に関しては、改良を加えることに流況の予測精度が向上しており、中間流出と地下水流出を分離した、いわゆる改良された統計的単位図法においては、算定された各年の統計的単位図を平均操作すれば、流域固有の応答関数が見い出せるまでになっており、これら統計的単位図による推定流出量が実測流出量とよく一致していることから、流況予測の精度からいっても十分、実用に供されることが実証された。ただ、大出水時の表面流出量をも表現するために非線形予測法を提案したが、単純化の程度がすぎたこともあって、洪水流出を日単位で把握しようとする自体に無理があった。しかし、長期間流出の支配的な成分が中間流出と地下水流出であることを思えば、流況予測の精度からいっても、改良された統計的単位図法で十分であると考えられる。

第2編は流況予測の他方の柱である模擬降水の発生法を論じたものである。

第1章では、日降水量の空間的・時間的特性は、降水の地形との関係に考慮を払いながら、確率・統計論的に解析を進めるべきであるとする著者の立場を述べるとともに、流域内の雨量観測所の観測期間の長短、観測値の欠測・不良、まばらな観測所位置といった問題解決のため、観測所そのものに等級をつけ、それら相互の関係から降水の広域的かつ長期間にわたる確率構造を把握し、それに応じて模擬降水を発生すべきであることを強調した。

第2章では、基幹観測所と周辺観測所間の地域相関分析によって、周辺観測所の降水資料を整備するとともに、基幹観測所を中心として描いた等相関係数線図によって、降水観測網の一つの配置基準を提供しうることを述べた。

第3章では、基幹・準基幹観測所相互の空間的確率構造を降水系と無降水系に分離して把握し、基幹観測所の日降水量に応じた準基幹観測所の日降水量の推定手順を述べた。

第4章では、基幹観測所の日降水量の時間的確率構造を、日降水量と降水間隔日数の2変量独立過程として把握し、それに応じてシミュレートした。

第5章では、以上のシミュレーション・モデルを近畿地方、とくに淀川流域に適用し、その有効性および問題点を考察した。基幹観測所としては京都気象台が、準基幹観測所としては大阪・上野・園部・彦根観測所が選ばれ、亀岡・名張をはじめとする約30箇の周辺観測所が解析対象となった。シミュレート結果は各段階で観測標本と比較・検討されたが、かなりよく観測標本を再現しており、これら一連のシミュレーション・モデルの有効性を実証した。ただ、日降水量は指数分布性が強く、正規分布からのひずみかとくに相関の悪い観測所間における直線回帰式の偶然付加量に悪影響を及ぼすことが認められたのは注意すべきである。

第6章では、以上のシミュレート結果を結合すると、全観測所の日降水量が基幹観測所の観測期間以上に推定されるので、Thiessen法によって流域平均面積降水量に変換するとともに、第1編での長期間流出モデルと合わせて、実際に流況予測を試みた。その結果、降水シミュレーション・モデルと統計的単位図法との結合による流況シミュレーションは、十分の精度で実用に供されることが示された。

以上、第1編および第2編での考察結果は、著者の目的とする利水計画の基本となる河川流況の長期間

予測情報を提供しうるものと考えられ、今後の水資源開発に寄与するところが大きいと確信する。

最後に、本研究にあたって、終始御指導御鞭撻をいただいた京都大学工学部石原藤次郎教授に衷心より感謝の意を表するとともに、研究の全過程にわたって御教示をいただいた京都大学工学部高棹塚馬助教授に深く感謝する次第である。

また、計算、図面作成に際して御助力をいただいた京都大学工学部田中雄作助手に厚く謝意を表する。

正 誤 表

頁	行	誤	正
11	32	Perenial	Perennial
14	8	Clusius	Clausius
24	21	(3-21)	(3-20)
33	6	初期損失量領域	初期損失量領域
33	26	$R_G(i) = DS(i) - f_c$	$R_G(i) = DS(i) - e_v(i)$
34	10	$e_v(i) = (w_c - w_a) \cdot \{S(i) - w_a\} / E(i)$	$e_v(i) = \frac{1}{w_c - w_a} \cdot \{S(i) - w_a\} \cdot E(i)$
35	11	Perenial	Perennial
37	図4-4	$\sum_{t=0}^{T_G} h_G(\tau) = 1 - P$	$\sum_{t=0}^{T_G} h_G(\tau) = P$
43	14	原因別とみると	原因別にみると
44	10	京都気象台管轄	京都気象台管轄
51	23	$R_1 = \dots\dots$	$\overline{R_1} = \dots\dots$
		$R_2 = \dots\dots$	$\overline{R_2} = \dots\dots$
59	20	$\alpha = 1.200$	$\alpha = 1.200$
63	23	無自己相関と	無自己相関
72	5	A. 大津川・桂川流域	A. 木津川・桂川流域
73	図7-1	h. Nhoso	h. Nohso
80	図7-6	Nhoso	Nohso
80	24	0.5 ~ 0.20	0.05 ~ 0.20
97	2	確率構造とそのシミュレーション	確率構造とそのシミュレーション
100	4	確率構造をもつと考える	確率構造をもつと考える
100	5	降水田集団	降水母集団
100	5	層別化された田集団	層別化された母集団
100	6	降水田集団	降水母集団
100	9	標本から田集団	標本から母集団
101	1	降水田集団	降水母集団

